CONTENTS OF NO. 29

(In Japanese with English summary except * in English)

TAKANO, H.
Fishing grounds and age composition of mackerel on the south-eastern coast of Honshu, Japan ..... (1)

*HIRANO, T.
The oceanographic study on the subarctic region of the north-western Pacific Ocean—IV.
On the circulation of the subarctic water ..... (11)

TAKEMURA, Y. and SAGARA, J.
Bottom characters of pearling beds from viewpoint of size distribution of bottom sediments ..... (41)

TAKAYAMA, S. and KOYAMA, T.
Studies on midwater trawling—II.
Field experiments of a net sonde ..... (47)

Published Quarterly by

TOKAI REGIONAL FISHERIES RESEARCH LABORATORY

TSUKISHIMA, CHUO-KU, TOKYO

JAPAN

本報告略号
—東海水研報—

Abbreviation of this bulletin
—Bull. Tokai Reg. Fish. Res. Lab.—

昭和36年1月25日 印刷
昭和36年1月31日 発行

発行所 水産庁東海区水産研究所
東京都中央区月島3号地

発行者 源生一太郎
東京都中央区月島3号地

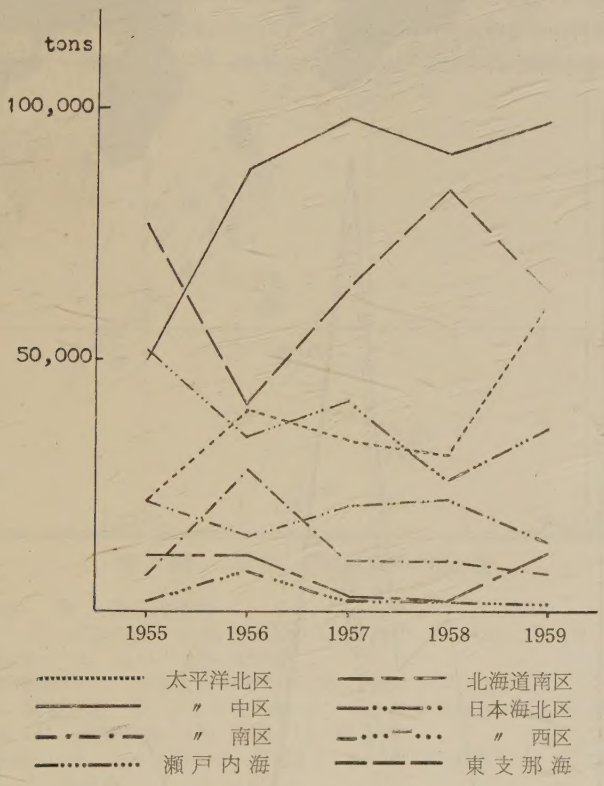
印刷者 田中忠雄
東京都中央区新富町3の6

印刷所 日本応用印刷株式会社
東京都中央区新富町3の6
電話 築地 (551) 7191～5

関東沿岸の鯖漁場と漁獲魚の年令の考察*

高野秀昭

日本全国の鯖の漁獲量は，1952年以降飛躍的に増加して年間20万トンを超えたが[1]，1952，'54及び'59年は夫々28万トン以上を記録している。本邦周辺の各海域のうちで，太平洋中区** の水揚は，総量のうちの重要な部分を占めているが，特に1956年以降は，東支那海をはじめ他海域をしのいで主位となつている（第1図）。



第1図　本邦沿岸の近年の鯖漁獲量（北海道東北区及び西区を除く）（農林統計表より）

著者は玆に茨城県から静岡県に至る沿岸の鯖漁場を展望し，又既往の研究を参照して，太平洋岸で漁獲されるホンサバとゴマサバの年令の考察を試みたい。

本文に先だち，漁場資料を御通報下さつた方々及び鯖の体長測定を実施された都県水試の担当者の，御好意と御尽力に対して厚く御礼申上げる。尚，種々御意見や御教示を頂いた東海水研中井甚二郎資源部長及び阿部宗明博士，図表の取まとめに協力された海老沢成子嬢に深謝の意を表する。

---

*　1960年6月23日受理　東海区水産研究所業績 A第134号。

**　農林統計表の区分で，千葉県から三重県に至る沿岸を指す。茨城県は太平洋北区に含まれている。

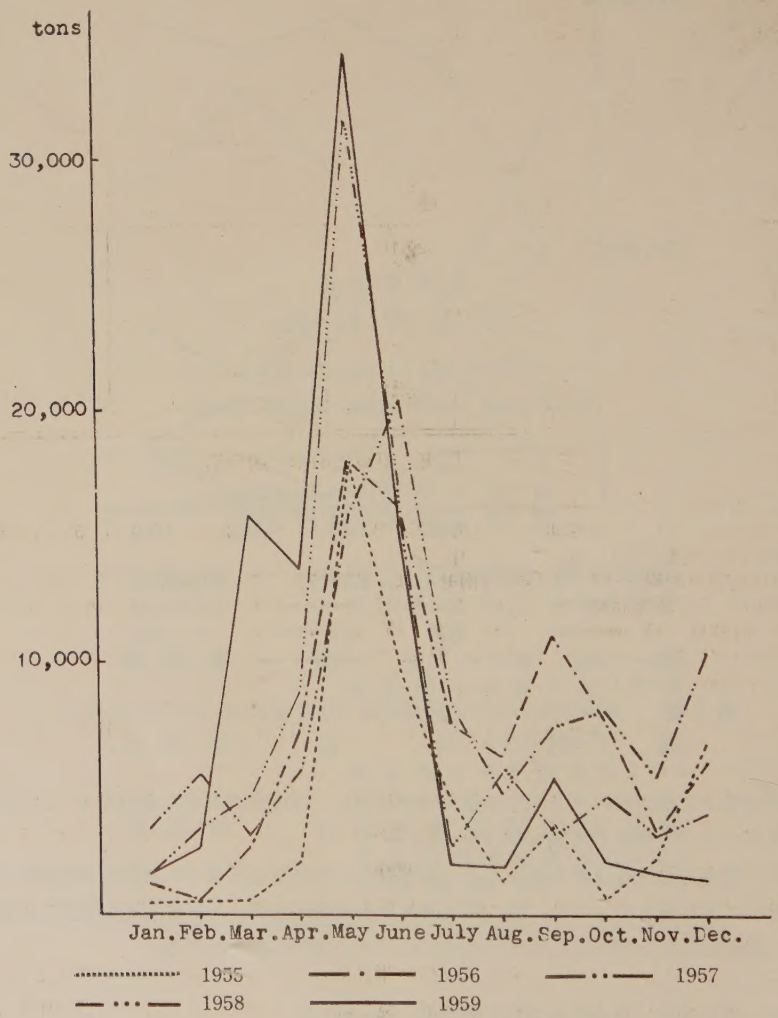
I. 関東，東海道沿岸の鯖漁場

此の海域では，はね釣，はいから釣，延繩，棒受網，旋網，定置網等で鯖が漁獲され，1 年を通じて水揚は絶えないが，通常 5，6 月に主としてはね釣による漁獲が大きい（第 2 図）。漁場は，愛知，三重県の沿岸では定置網の他には見るべきものはなく，主要漁場は茨城県から静岡に至る沿岸で，大陸棚の縁辺部に分布している（第 3 図）。

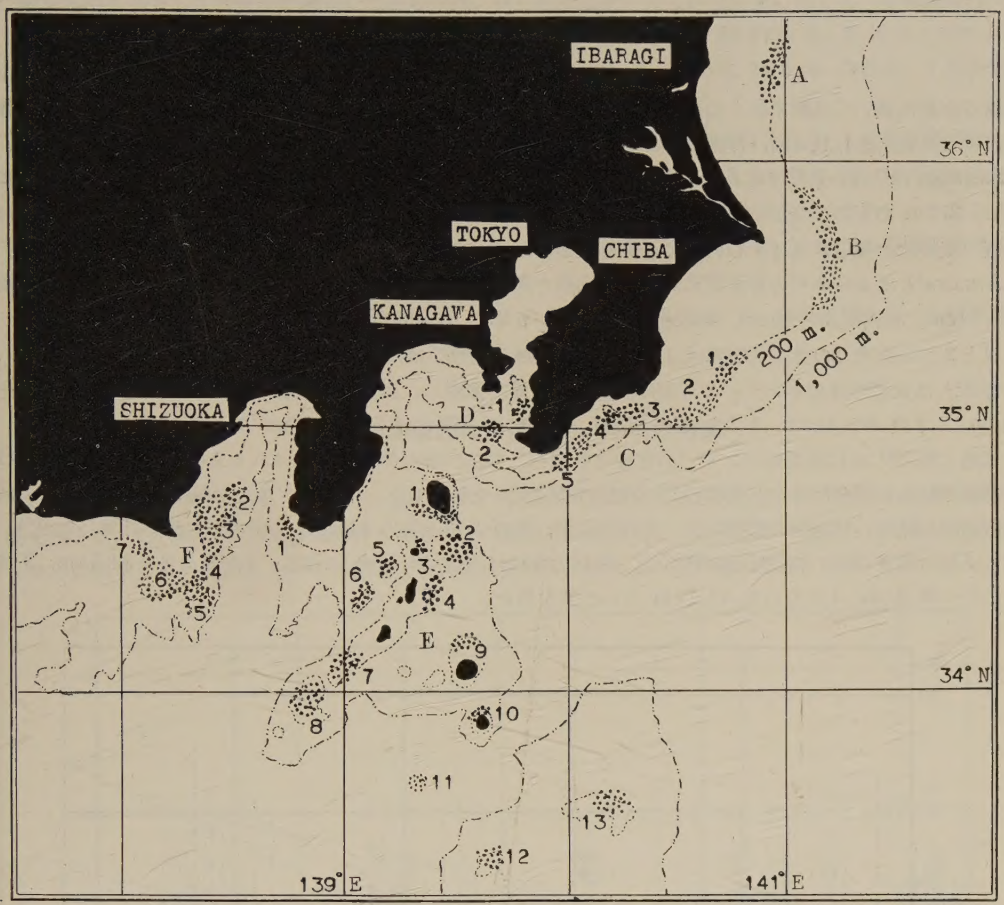
A. 鹿島灘漁場……冬春季にはいから釣と旋網による漁獲が主であるが，漁獲量は余り大きくない。主要水揚港は那珂湊。

B. 銚子沖漁場……これ迄冬春季にはいから釣や旋網による漁が主であつたが，1959 年以来春季はね釣船が操業し，特に 1960 年は 1 月中旬以降に低水温期を通じ莫大な漁獲があつた。至近港は銚子，外川。

C. 外房漁場……太東岬沖から野島崎に至る海面で，はいから釣，はね釣及び棒受網が主であり，通常 5，6 月の水揚が大きい。主要水揚港は，勝浦，小湊，鴨川，千倉，館山，三崎等。



第 2 図　太平洋中区の鯖月別水揚量（農林統計表より）



第 3 図　関東，東海道沿岸の鯖漁場

A.　鹿島灘漁場　　B.　銚子沖漁場
C.　外房漁場……1. 太東岬沖　2. とり山沖　3. 勝浦沖　4. 鴨川，千倉沖　5. 野島崎七尺根
D.　東京湾口漁場……1. 島の下　2. 中の瀬
E.　伊豆島廻り漁場……1. 大島附近南せんば，波浮港口　2. 大室出し　3. 利島　4. 新島瀬戸　5. 新島高瀬　6. ひようたん瀬　7. 神津中の瀬(わたり)　8. 銭洲　9. 三宅前　10. 御蔵島　11. 藺灘波島　12. 黒瀬　13. 新黒瀬
F.　駿河湾口漁場……1. 三ツ石沖　2. 前瀬　3. 相の瀬(合の瀬)　4. 冂の瀬　5. 金洲の瀬　6. 小台場　7. 遠州沖

D.　東京湾口漁場……5，6 月頃はね釣や定置網による漁があるが，年により漁獲量の変動が激しく，通常水揚量は余り大きくない。至近港は館山。

E.　伊豆島周り漁場……春のはね釣，秋の棒受網の主要漁場で，外房漁場と共に水揚量は大きい。沖合の黒瀬，新黒瀬等は，遠いので小型船の操業には不便であるが，それでもはね釣船で出漁するものがある。主要水揚港は，外房各港，館山，三崎，伊東，下田，焼津，小川，清水等。

F.　駿河湾口漁場……はね釣及び旋網の漁場で，年により可成漁獲があり，水揚は近年増加の傾向がある。主要水揚港は，焼津，小川，清水，沼津等。

以上の他には，各県沿岸の定置網，相模湾及び伊豆半島沿岸で延縄や小釣による漁獲などがあり，又遠く小笠原諸島附近での漁獲も少量ある。しかし総体的に見て最も大きいのは，機動性に富む中型船及び小型船によるはね釣の漁獲で，はいから釣と棒受網・旋網がこれに次ぎ，其の他は通常僅少に過ぎない。

II. 鯖の生長に関するこれ迄の研究

鯖の生長に就いては従来多くの研究があるが，自然の海で育つ鯖についてこれを確かめることが困難であり，年令形質と思われる鱗，脊椎骨，耳石等に形成される生長輪の観察でも，未だ充分解明されていない。

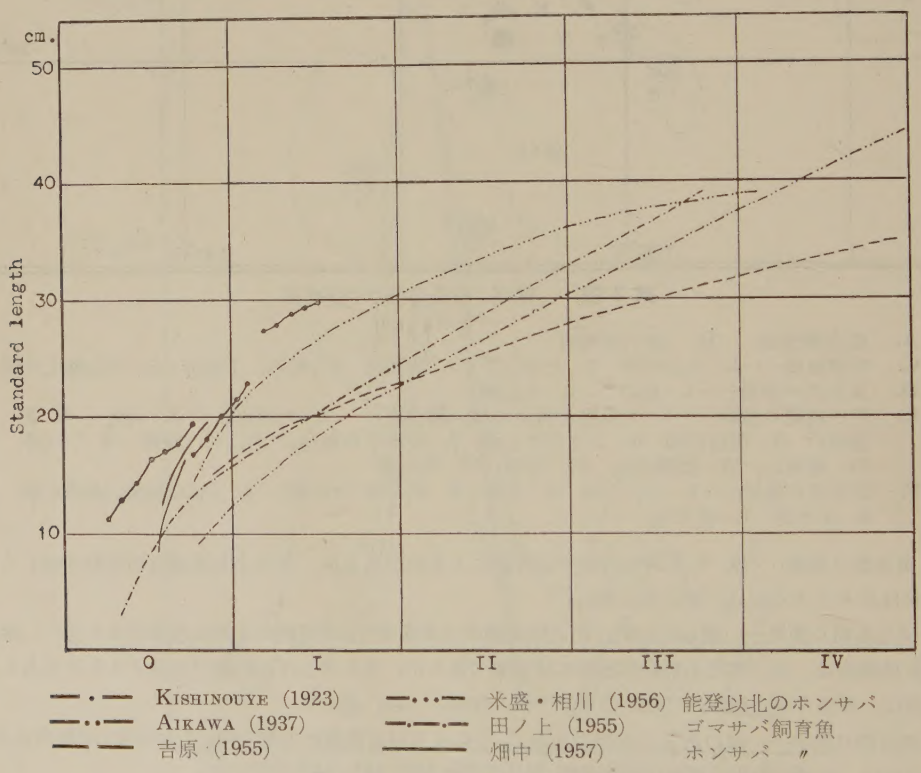
Kishinouye[2] は，5月に体長 4.5cm のホンサバが，9月に 12cm，10月に 15cm，満1年で 18cm に達し，27cm のものは2才(満2年)，35cm のものは3才(満3年)であろうと推定したが，笠原・伊東[3]は考察の結果此の推定はほぼ正しいものと見ている。

Aikawa[4] はホンサバの脊椎骨に見られる輪数を調べ，当才魚 16cm 以下，1年魚 17～25cm，2年魚 26～32cm，3年魚 33～39cm，4年魚 40～46cm，5年魚 47～50cm と推定した。

以上2つの研究での体長測定部位は明らかでないが，此処では一応標準体長* と考えておく。

吉原[5] は太平洋岸のホンサバの耳石に形成される輪を観察し，当才魚は叉長** 20cm 以下，1才魚 20～26cm，2才魚 26～31cm，3才魚 31～35cm，4才魚 35～38cm，5才魚 38cm 以上としている。

米盛・相川[6] は日本海のホンサバの脊椎骨を調べ，椎体の輪が年2回形成されるらしいことを述べ，年1回形成されると考えた場合と比較して，両様の推定叉長を計算した。又，飼育魚の生長度を考慮して年2回輪形成説を採り，日本海の能登以北，若狭湾以南，及び九州近海の3域のホンサバの生長を計算したが[7]，例えば最も生長のよい能登以北の群では，最初の冬には叉長 22.4cm に達し，2回目の冬—32.5cm，3回目の冬—38.3cm，4回目の冬 41.1cm という値を得た。



第 4 図 鯖の生長曲線の比較

* 標準体長 (Standard length) は，鯖の吻端から脊椎骨の末端迄の長さ。骨体長とも云う。
** 叉長 (Fork length) は，鯖の吻端から尾鰭の陥入部頂点迄の長さ。

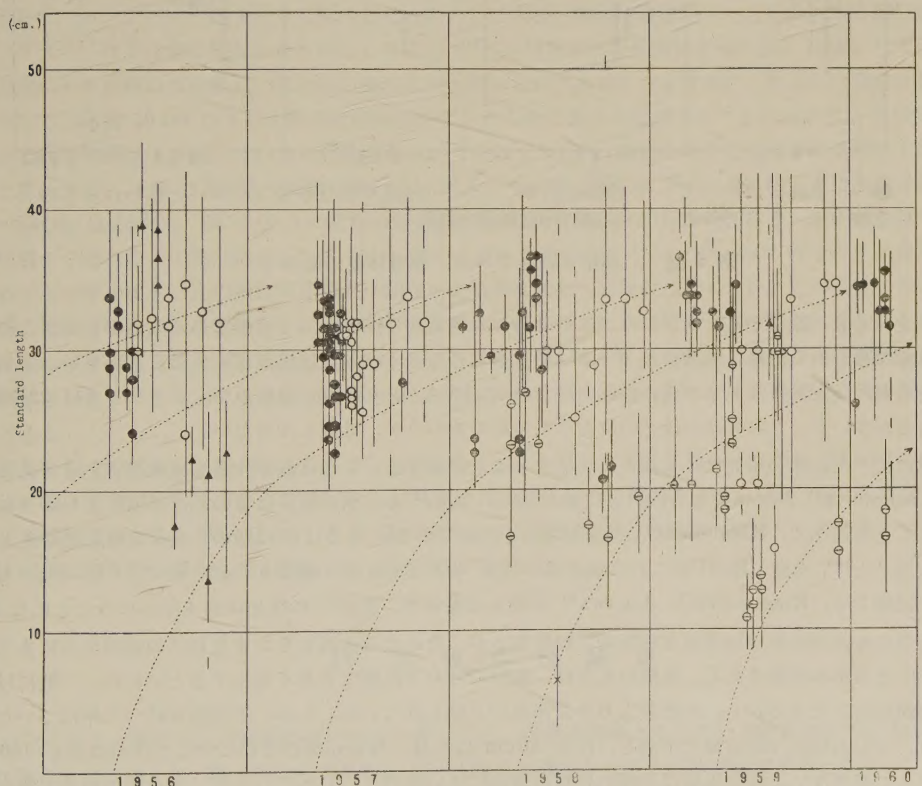
鯖を実際に飼育して生長度を測定したものでは，次の様な結果が得られている。田ノ上[8]は鹿島湾内でゴマサバ幼魚を飼育し，4月初旬に平均叉長 11.8cmの群が，10月上旬には 20.5cm に，又10月上旬に 17.6 cm の群が，翌年2月初旬には 24.2cm に達し，若年魚では[9]，3月初めに 28.8cm の群が，7月初旬には 31.6cm に生育することを確かめた。

畑中・高橋[10]は宮城県女川で，ホンサバを短期間ではあるが飼育し，例えば7月22日に体長 8.3cm の魚体が，9月20日には 16.4cm に，又8月1日頃約 12.3cm の魚体が，11月初旬には約 19.5cm に生長するという結果を得たが，採集魚の体長モードと併せ考えて[11]，ホンサバはその年早く生れて，生長のよいものは年末には体長 20cm 位に達し，遅く生れたものでは 16cm 位と推定され，生れてから第2回目の冬を迎える頃には体長範囲 21.5～27.0cm，大部分は 24～25cm 程度に生長すると考えた。

鯖の生長と年令に関する考察は他にもあるが，以上のうち主なものに就いて，体長の値をすべて標準体長に換算統一して比較すると，図の様になる（第4図）。

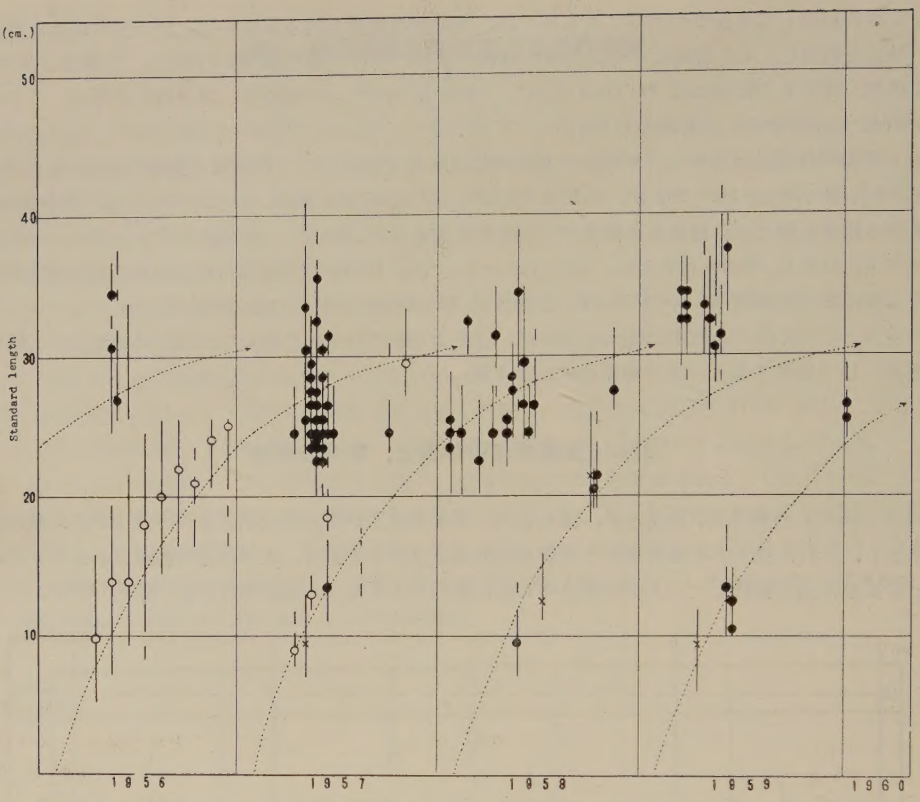
III. 漁獲魚体の体長と，年令の考察

1956年以降に，東海水研，東北水研，福島水試，千葉水試及び東京都水試によつて測定された鯖の体長組成を主とし，これに若干の北海道水研と南海水研の測定資料を加えて，太平洋岸で漁獲されたホンサバとゴマサバの標準体長の範囲とモードの位置とを旬毎に整理してみると，図の様になる（第5，6図）。



●……東海区沿岸　○……東北海区沿岸（主として八戸沖）　⊖……福島県小名浜
▲……北海道東南岸（主として噴火湾）　×……魚種不明なるもホンサバと思われるもの
点線…米盛・相川(1956)の若狭湾以南のホンサバの生長曲線

第 5 図　測定されたホンサバ標準体長の範囲とモード



●……東海区沿岸　○……南海区沿岸　×……魚種不明なるもゴマサバと思われるもの
点線…田ノ上(1956)のゴマサバ飼育魚の生長曲線

第 6 図　測定されたゴマサバ標準体長の範囲とモード

これを見ると，漁獲の主な対象になつているのは，体長約 42cm 以下の鯖であることが判るが，沖合で釣又は網で獲られる鯖は，通常体長 20～37 cm位のものが多く，幼魚は定置網に入ることが多い。関東沿岸の測定資料に比較的多く見られるのは，ホンサバでは体長 29～37 cm のもので，ゴマサバでは 22～30 cm 位のものが多いが，これ等は生後どの位たつた魚群であろうか，考察してみたい。

前章に述べた従来の研究は，2 通りに大別することが出来る、1 つは鯖の生長を比較的遅いと考えるもので，KISHINOUYE[2], AIKAWA[4], 吉原[5]がこれに属し，畑中[11]も，鯖の生長は夏の間は非常によいが冬には悪くなることを述べて，KISHINOUYE[2] 程度の生長を考えている。もう 1 つは鯖の生長が比較的速いと見るもので，田ノ上[12], 米盛・相川[7]がこれに属する。体長 30～35 cm 位の鯖の年令は，田ノ上[12], 米盛・相川[7] に従えば満 2 年，KISHINOUYE[2], AIKAWA[4] に従えば満 3 年，吉原[5] に従えば満 4 年ということになる。

飼育魚の生長度の測定は貴重な実証的資料であるが，その生長曲線をそのまま自然の鯖の生長にあてはめてよいかどうかが問題である。魚類の生長は，飼料のとり方次第で大きく変化するといわれ，一般には飼育魚は摂餌が充分であるから，天然魚より生長が良いと見られている。しかし浮游期を終つて岸についた鯖の幼魚は，むしろ岸近くの水域で生活し，体長 20cm 位迄は，体長が伸びるのに対して体重は僅か 100g 程度に至るに過ぎない。飼育実験は比較的自然の環境に近い水質で行われているし，又自然の海でも餌生物は決して不充分とは思えないから，田ノ上[8] がゴマサバで，又畑中[11] がホンサバで示した幼魚の速い生長は容認してよく，自然の鯖幼魚も多くは満 1 年で体長 20～25 cm に達するものと思われる。

次に体長 20cm 位を過ぎる頃から，体長の伸びに比して体重の増加が顕著になるが，飼育魚でも体長の

伸び方は次第に遅くなる。此の頃自然の鯖は洄游域が拡がつて，飼料の豊富な場所へ向つて移動する。鯖の様な洄游性の魚では，充分游泳の出来ない所に飼育すると，運動の不足がかえつて生長を阻害する様になるのではないかと思われる。海岸の生簀や水族館の水槽で鯖を飼育すると，頭部に褪色や変形を生じるものがあり，之は栄養障害によるものと考えられているが，余程環境条件をよくしない限り，飼育された若年魚，成魚は生長が悪くなり，自然の鯖はもつと生長が良いのではないかと想像される。田ノ上[12]が九州近海で漁獲されたゴマサバの平均叉長から求めた生長曲線や，横田[13]が南海々域で漁獲されたゴマサバの平均体長* から推定した生長度及び横田・三田[14]がゴマサバの鱗に見られる輪紋を用いて推定した輪形成時の計算体長などは，共に結果として飼育魚の生長より幾分よい生長を示していることから見て，田ノ上[12]の飼育若年魚の生長曲線よりも生長の良い場合もあるのではないかと推察される。

次に，ホンサバとゴマサバで生長に可成差異があるのではないか，又日本海と太平洋で差異がないだろうか，ということも検討されなくてはならない。しかし米盛・相川[7]が日本海のホンサバの脊椎骨を調べて推定した生長は，田ノ上[12]のゴマサバの飼育魚の生長曲線と略々一致した結果を示しているし，日本海の北部，西部及び九州近海のホンサバの生長を比べると，北部の方が幾分生長がよい傾向がうかがわれるが，大した差異はない。畑中[11]が指摘した様に，ホンサバで季節による生長の差異が事実上あつたとしても，太平洋沿岸の鯖群の多くは季節により適水温を追つて北上南下の洄游をしながら索餌しているから，季節的な餌生物の多少による生長度の差異もそれ程顕著ではなく，大体において米盛・相川[7]が日本海のホンサバに就いて推定した程度の生長をしているのではなかろうか。以上の如く論拠は未だ充分ではないが，著者は一応自然の鯖の生長は比較的速いものと考えてみたい。

そこで，ホンサバは一応4月末に発生したものとして米盛・相川[7]の推定した若狭湾以南の鯖の生長曲線を，ゴマサバは1月末に発生したものとして田ノ上[12]の飼育魚の生長曲線を図に記入（点線）してみると，産卵期に4ケ月程の巾を考え，又生長の良いものと悪いものがあることを考慮に入れると，測定された魚群のうちで，体長 30 cm 以下の大部分は何時頃発生したものであるか憶測することが出来る。又体長 30 cm 以上では2年級以上が混じている可能性があるが，それでも大体 35 cm 程度迄は満2年魚群が主体であろうと思われる。しかし若年魚中少数の群，例えばホンサバで 1956 年 9～11 月に噴火湾で漁獲された体長 19～23 cm 位の群や，'58 年 10 月に真鶴の定置網で漁獲された体長 20～22 cm にモードを持つ群などは，両年級の中間に在つて判別に苦しむ。だが，鯖の生長を比較的遅くみる Aikawa[4] 程度の生長曲線をあてはめてみた場合にも，此の様な両年級の中間を占める群は決して皆無にはならない。従つて此の様な群は，生長の余程良い群か又は悪い群か，さもなければ前年の秋から冬にかけての水温下降期に発生したものか或いはその年早く南方で発生し生長の良い群かなどと考えるほかなく，これ等は自然に於ける鯖の生長に可成の個体差があるだろうという想像を持ち込むか，或いは鯖の発生時期を更によく観察する必要を促がす資料と云える。

自然の海での成魚は，飼育魚よりもつと良い生長をすると敢えて考えるならば，体長 35～42 cm 位の魚体は，満3年魚が主体であろうと思われる。又太平洋岸では極めて稀であるが，1958 年 10 月に青森県八戸で1尾測定された体長 50～51 cm（叉長 53～54 cm）の如き超大型の魚体は，極めて生長の良かつた鯖で，満4年又は満5年を経たものと想像されるが，明らかではない。

IV. 今後の問題点

以上の如く，鯖の生長が比較的速いものと考えると，漁獲の対象となつている鯖群のうち，体長 20～28 cm 位のものは満1年，28～35 cm は満2年，35～42 cm は満3年を経た魚体が主であると考えることが出来る。此の推定は漁獲魚の体長組成の分析と，少数の飼育実験の結果を併せて考察したものであるが，しかし

---

* 吻端から尾鰭起部迄を測定した，所謂くびれ体長を用いてある。

鯖の生長に関する実証的観察はもつと充分に行われなくてはならない。今後飼育実験に於いては，餌料を充分与えた魚群とそうでない魚群の生長の差を検討したり，成魚を準沿岸域程度の水質例えば島嶼附近で飼育すること，又好適な環境で飼育された鯖の自然死迄の年月を確かめることなどが望まれる。又，各種年令形質における生長輪形成のメカニズムをより深く観察することや，鯖の游泳に影響の少ない型の標識をつけた魚体に就いて，放流してから再捕される迄の体長と体重の増加を測定することなどが考えられなくてはならない。

文　　献

1) Abe, T. & Y. Takashima: Differences in the number and position of two kinds of fin-supports of the spinous dorsal in the Japanese mackerels of the genus *Pneumatophorus*. Jap. Jour. Ichthyol., **7**(1), 1～11 (1958).
2) Kishinouye, K.: Contributions to the comparative study of the so-called scombroid fishes. Jour. Col. Agr. Imp. Univ. Tokyo, **8**, 293～475, pls. 13～34 (1923).
3) 笠原　昊・伊東英世：“サバの生態.” 漁業科学叢書，第7号，131 pp. 水産庁調査研究部 (1953).
4) Aikawa, H.: Age determination of chub-mackerel, *Scomber japonicus* (Houttuyn). Bull. Jap. Soc. Sci. Fish., **6**(1), 9～12 (1937).
5) 吉原英吉：サバの耳石に顕われる輪紋に就いて．日本水産学会誌，**21**(4)，214～217 (1955).
6) 米盛　保・相川広秋：ホンサバ (*Pneumatophorus japonicus*) の年令査定について．対馬海区及び仙崎沖海区のホンサバについて．対馬暖流開発調査，研究報告，**2**，87～114 (1955).
7) 米盛　保・相川広秋：対馬暖流々域マサバ (*Pneumatophorus japonicus*) の年令査定に就いて．同上，第4回シンポジウム発表論文，283～306 (1956).
8) 田ノ上豊隆：飼育「ゴマサバ」幼魚の成長及び環境適応性．同上，研究報告，**2**，58～67 (1955).
9) 田ノ上豊隆：飼育「ゴマサバ」若年魚の成長について．同上，第3回シンポジウム発表論文，9～14 (1955).
10) 畑中正吉・高橋正雄：ホンサバによる食物の利用．同上，第3回シンポジウム発表論文，24～31 (1955).
11) 畑中正吉：マサバの自然における生産の定量的解析の試み．同上，第5回シンポジウム発表論文，107～133 (1957).
12) 田ノ上豊隆：ゴマサバ若年魚群の成長度．同上，第4回シンポジウム発表論文，223～240 (1956).
13) 横田滝雄：マアジ，サバの漁況の推移．沿岸重要資源補充機構に関する研究，**2**，1～24．南海水研資源部謄写刷 (1957).
14) 横田滝雄・三田典子：太平洋南区のアジ，サバ類の研究に関する緒説．南海区水産研究所研究報告，**9**，1～59 (1958).

Fishing Grounds and Age Composition of Mackerel on the Southeastern Coast of Honshu, Japan

Hideaki Takano

Synopsis

In recent years, the annual landings of Japanese mackerels, *Pneumatophorus joponicus* (Hout.) and *P. tapeinocephalus* (Bleek.), on the Japanese coast have been considerably large, with the sea along the southeastern coast of Honshu yielding the most important part of the total catches during the last five years (Fig. 1).

In the referred area, great catches are usually obtained in May and June, when many small boats carry out a kind of pole and line fishing called ‘hanezuri’ at night (Fig. 2).

A review of mackerel fishing grounds distributed along the shore from Ibaragi Prefecture to Shizuoka Prefecture is made in the first chapter (Fig. 3). In the next, some studies about supposition of age and growth of mackerel hitherto published in Japan are noted (Fig. 4). After that, referring to the body length composition of mackerel caught on the Pacific side of Honshu between January 1956 and March 1960, a discussion is made on their growth.

Citing the results of recent studies, which show that the growth of mackerel is more rapid than it was thought previously, the writer supposes that many individuals on the Pacific coast reach to ca. 20–25 cm. in standard length by one year and ca. 30–35 cm. by two year after their birth (Figs. 5 and 6). However, individual variation of growth and spawning season may be considerably large in nature, and actual proofs for the typical growth curve have not yet been established satisfactorily.

The Oceanographic Study on the Subarctic Region of the Northwestern Pacific Ocean—IV.*

On the Circulation of the Subarctic Water

Toshiyuki Hirano

1. Introduction

In the previous papers accounts were given to possible existence and formation of water systems, and distributions of physical properties in the Western Subarctic Region on the basis of data obtained during the years from 1929 to 1954 (Hirano, 1957a, 1957b, 1958).

Furthermore, large scale oceanic observations that were coordinatingly carried out by the governments of U.S.A., Canada and Japan in relation to the salmon fisheries for the past few years, have made rich accession of data available for the workers of the three countries to give their expositions—the Canadian group on the Eastern Subarctic Region (for example Tully and Dodimead, 1957; Dodimead, 1958, 1959); the American group on the area around the Aleutian Islands (Favorite, 1959); the Japanese group on the Western Subarctic Region (Mishima and Nishizawa, 1955; Kitano, 1958, 1959; Koto and Fujii, 1958; Sugiura, 1958; Taguchi, 1959); and an overall study on the entire region (Uda, 1960).

Accordingly, despite obscurities and disagreements in details left among these studies, we seem to have now reached a stage where it is possible to draw a fairly clear pattern of water movements in the region in close connection with the general circulation of the Subarctic water.

With this view in mind, the author, while referring to the previous works mentioned above, intends in the present paper: 1) to summarize the general circulation or movements of the Subarctic water, 2) to consider mechanism governing circulation of the upper layer in this region, 3) to suggest a role of the Inter-Cooled water, existence of which is one of the characteristics of the Subarctic water, in the circulation system of the region under report.

2. Description of the Subarctic Circulation

A schematic pattern of the Subarctic circulation is proposed in Fig. 1 on the basis of information enriched by the many workers. With help of this figure, it may

* Received Nov. 25, 1961. Contribution A, No. 138 from the Tokai Regional Fisheries Research Laboratory.

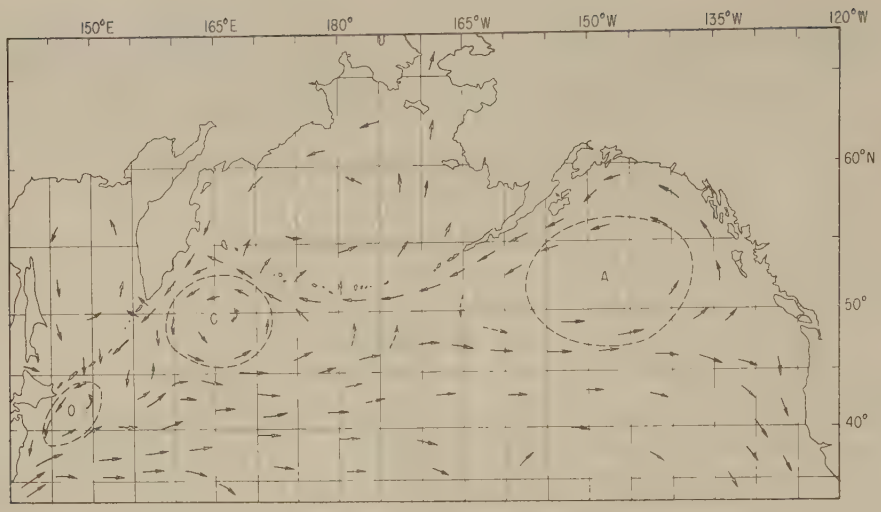


Fig. 1. Schematic pattern of the Subarctic Circulation.

be justifiable to reiterate here briefly some of the previous description relevant to the general circulation of the Subarctic water in the upper layer.

1) A body of the water having relatively high temperature and low salinity flows westward along the southern coast of the Aleutian Chains. Part of the water goes into the Bering Sea mainly through the area between Attu Island and the Komandorskie Islands. (Hirano, 1958)

2) Another and perhaps a major part of the water proceeds still westward until it turns southwestward at the southeast off Kamchatka. The major water, while part of it enters the Okhotsk Sea through the north Kurile Islands, appears to join the current flowing down along the Kurile Chains (*loc. cit.*).

3) The current veers east at the east off Hokkaido. Along the westside of the current, a probable branch of the Okhotsk water (O water), coming out through the south Kurile from the Okhotsk Sea, flows down still southward till it reaches the Northeast Sea Region of Japan. There the water contacts with the Kuroshio and turns eastward, while mixing together (*loc. cit.*).

4) The eastward current flows mingling into the Eastern Subarctic Region with dilution by excessive precipitation. And it crosses the ocean in a broad movement in which there is a south-north gradient of properties. The southern side of this current progresses to the American coast where it turns southward to join the Tropical circulation system. (Tully and Dodimead, 1957)

5) The northern side of the current counterclockwisely circulates around the Gulf of Alaska. Along the southern coast of the Aleutian Chain a major part of it rejoins the westward current with the low haline water as the extention of the Alaska Current which is diluted by landing off-water and the excessive precipitation in the Eastern Subarctic Region. (*loc. cit.*)

6) Perhaps there exist several gyrals of various scales over the Subarctic Region. In the western part of the Subarctic Circulation a counterclockwise one (C water gyral) moves slowly with its center in the vicinity of Lat. 50°N, Long. 165°E (Hirano, 1958). In the east, the Alaska Gyral occupies the central part of the Gulf of Alaska (Tully and Dodimead, 1957), though its westside loop seems somewhat obscure. One or two more gyrals smaller than the above are located in the southwestern part corresponding to the area of the O water and the mixing area between the O and C waters. In the Bering Sea and the Okhotsk Sea another ones rotate counterclockwise on their axis at the center of each sea. Uda (1960) suggests another to exist in an area between the C water gyral and the Alaska Gyral.

7) In the Bering Sea, the water entraining from the Pacific side through the Aleutian Chain, joins the gyral. One portion of the waters in the gyral flows out to the Arctic Ocean through the Bering Strait, while another to the Pacific along the east coast of the Kamchatka.

Future studies will possibly reveal movements of the waters more complexed in detail than those described above with their patterns varying from season to season. However, the most distinct and the most permanent may be the great Subarctic circulation and the C water gyral existing in it.

3. Consideration on the Subarctic Circulation

Regarding to theoretical consideration on the general circulation in the Subarctic Region, there are practically no works except Munk's (1950) suggestion in his theoretical investigation on the wind-driven ocean circulation. He considered the mean annual west-east zonal wind system as the motive force on the circulation. It is likely that the Subarctic Circulation may be caused by the wind stress just as almost all the surface oceanic circulations are. Except for the northern part of the Gulf of Alaska, however, we can find no easterly prevailling wind in the region between 40° and 55°N with its closed northern boundary. Also it seems difficult to notice a northward declination of the westerly zonal wind in the region.

On the basis of the average winter and summer wind system, Tully and Dodimead (1957) suggested a mechanism of the current system in the eastern Subarctic, in that the Alaska Gyral is a winter-generated system persisting through summer, by virtue of its momentum. They further advanced that the structure and annual configuration of properties are determined through winter and persist, although relaxing, through summer. Their opinion pointing out the role of the winter wind system in the Subarctic is very valuable, but no positive statement was offered as to the general circulation.

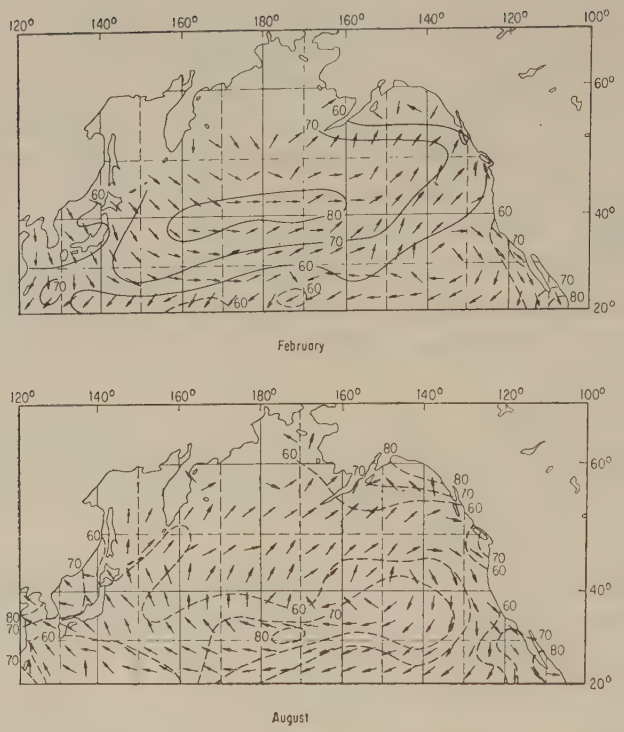


Fig. 2. Average wind systems. Arrows show resultant wind direction computed for each 5-degree unit area.
Broken lines indicate predominance of Beaufort 0–3, and Solid lines indicate stronger winds, Beaufort 4 and higher, dominant 60% or more of the time. (Based on the Atlas of Climatic Charts of the Oceans, U.S.A., 1938.)

As for the surface currents all over the Subarctic Region, Uda (1960) paid attention to the "Siberian High (P_S)", "Aleutian Low (P_A)" and "North Pacific High (P_N)", discussing the correlation between fluctuations of P_S-P_A and P_N-P_A, and the Subarctic sea conditions.

In Fig. 2, the average wind systems for winter and summer on the northern North Pacific are shown for example. From these maps, it may be easily understood that the winter wind system in the Subarctic is more intense and has more forceful effects upon the Subarctic ocean current than the summer one, that these wind systems may be governed by the representative air masses P_S, P_A and P_N, and that the northwesterly wind prevails in the west part of the Subarctic, while the southwesterly wind does in the east. Although it is impossible to elucidate more details of the wind systems at present, we may summarize, from Fig. 2, the general pattern of the prevailing wind system in the region as follows: (I) The westerly wind component is almost uniform in the region between Lat. 40°—55°N (except in the northern part of the Gulf of Alaska). (II) The north-south component is northerly in the west part of the Subarctic but southerly in the east. (III) It may be reasonable to state that the north-south component of the wind forces is probably getting

stronger with the high latitude, but may almost vanish in the vicinity of the Polar Front, about Lat. 40°N, when the Aleutian Low and the Westerlies are taken into account.

Here, on the basis of the above estimations of the Subarctic wind system, a theoretical consideration is given to the general circulation of the upper layer in the Subarctic caused by the prevailing wind system.

Theoretical consideration based on Stommel's model

The most simple and the most basic model in theories of the wind-driven ocean circulation may be one Stommel (1948) proposed in the explanation of the westward intensification. Now we will apply this model to the Subarctic Region.

According to Stommel, for the sake of simplicity, we deal with a flat rectangular ocean, which is envisaged with the origin of a cartesian coordinate system at the southwest corner (see Fig. 3). The y-axis points northward, the x-axis eastward. The shores of the ocean are at $x=0$, r and $y=0$, b; where $y=0$ is not exactly a shore but we may consider that one stream line coincides with the line $y=0$ where the Kuroshio Extention flows steadily eastward. The ocean is considered as a homogeneous layer with a constant depth D when at rest. When currents occur, as in the real oceans, the depth differs from D everywhere by a small variable amount h. The quantity h is much smaller than D. The expressions for the wind stress acting upon a column of unit cross-section and depth $D+h$ are taken as F_x and F_y which are required as essentially the x and y components of a body force instead of a surface stress respectively. To keep the equation of motion as simple as possible, the component frictional forces are taken as $-Ru$ and $-Rv$, where R is the coefficient of friction, and u and v are the x and y components of velocity vector, respectively. The Coriolis parameter f is also introduced. In general, it is a function of y.

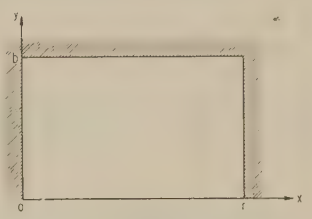


Fig. 3. Ocean basin dimensions and the coordinate system.

The vertically integrated steady state equation of motion, with the inertial terms omitted because they are small, are written in the form

$$-f(D+h)v=-g(D+h)\frac{\partial h}{\partial x}+F_x-Ru, \tag{1}$$

$$f(D+h)u=-g(D+h)\frac{\partial h}{\partial y}+F_y-Rv. \tag{2}$$

To these, the equation of continuity must be added:

$$\frac{\partial[(D+h)u]}{\partial x}+\frac{\partial[(D+h)v]}{\partial y}=0. \tag{3}$$

Cross-differentiation of (1) and (2), and use of (3) result in the following equation:

$$v(D+h)\frac{\partial f}{\partial y}=\left(\frac{\partial F_y}{\partial x}-\frac{\partial F_x}{\partial y}\right)-R\left(\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}\right). \tag{4}$$

In the real ocean, h is much smaller than D so that to a first degree of approximation, (4) and (3) may be rewritten as

$$\frac{D}{R}\beta v+\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}=\frac{1}{R}\left(\frac{\partial F_y}{\partial x}-\frac{\partial F_x}{\partial y}\right), \tag{5}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}=0, \tag{6}$$

where $\beta=\partial f/\partial y$. A stream function ψ is introduced now by the relations: $u=-\partial\psi/\partial y$; and $v=\partial\psi/\partial x$. The vorticity equation is now rewritten in terms of the stream function:

$$\nabla^2\psi+\frac{D}{R}\beta\frac{\partial\psi}{\partial x}=\frac{1}{R}\left(\frac{\partial F_y}{\partial x}-\frac{\partial F_x}{\partial y}\right). \tag{7}$$

The boundary conditions are that the shore of the ocean be a streamline

$$\psi(0,\ y)=\psi(r,\ y)=\psi(x,\ 0)=\psi(x,\ b)=0. \tag{8}$$

Here, in due consideration of the three characteristics of the wind system in the Subarctic mentioned above, explanations for the wind stress are introduced in simple functional forms as follows:

$$\left.\begin{aligned} F_x&=F_{x0},\\ F_y&=-F_{y0}\left(1-\frac{2x}{r}\right)\frac{y}{b}, \end{aligned}\right\} \qquad \begin{pmatrix}0<x<r\\ 0<y<b\end{pmatrix} \tag{9}$$

where F_{x0} and F_{y0} are constant. Then,

$$\frac{1}{R}\left(\frac{\partial F_y}{\partial x}-\frac{\partial F_x}{\partial y}\right)=\frac{2F_{y0}}{Rrb}y. \tag{10}$$

Now, $y\,(0<y<b)$ can be written in the following form:

$$y=\frac{2b}{\pi}\left(\frac{\sin\frac{\pi}{b}y}{1}-\frac{\sin\frac{2\pi}{b}y}{2}+\frac{\sin\frac{3\pi}{b}y}{3}-\frac{\sin\frac{4\pi}{b}y}{4}+\cdots\cdots\right). \tag{11}$$

So equation (7) is rewritten as follows:

$$\nabla^2\psi+\frac{D}{R}\beta\frac{\partial\psi}{\partial x}=\sum_{n=1}^{\infty}\gamma_n\sin\frac{n\pi y}{b}, \tag{12}$$

where

$$\gamma_n=(-1)^n\times\frac{-4F_{y0}}{R\pi r}\cdot\frac{1}{n}. \tag{13}$$

If f is a linear function of y, then $(D/R)\beta$ is a constant. The solution of (12) is easily obtained according to STOMMEL and the stream function has the form

$$\psi=\sum_{n=1}^{\infty}\gamma_n\left(\frac{b}{n\pi}\right)^2\sin\frac{n\pi y}{b}\cdot(p_n e^{A_n x}+q_n e^{B_n x}-1), \tag{14}$$

where,

$$\left.\begin{aligned} p_n&=\frac{1-e^{B_n r}}{e^{A_n r}-e^{B_n r}} \quad \text{and} \quad q_n=-p_n,\\ A_n&=-\frac{D\beta}{2R}+\sqrt{\left(\frac{D\beta}{2R}\right)^2+\left(\frac{n\pi}{b}\right)^2},\\ B_n&=-\frac{D\beta}{2R}-\sqrt{\left(\frac{D\beta}{2R}\right)^2+\left(\frac{n\pi}{b}\right)^2}. \end{aligned}\right\} \tag{15}$$

The curves (ψ=const.) are the streamlines of the ocean currents. For the sake of the numerical computation, the dimensions of the Subarctic Region are taken as:

$$r=8\times10^8\,\text{cm}=8,000\,\text{km},$$

$$b=\frac{\pi}{2}\times10^8\,\text{cm}=1,570\,\text{km},$$

$$D=2\times10^4\,\text{cm}=200\,\text{m}.$$

Here, $\beta\simeq2\times10^{-13}$/cm sec.

Furthermore, according to STOMMEL, the maximum wind stress F_{y_0} is taken to be 1 dyne/cm in order and a value of $R=0.02$. Then, the streamlines in the Subarctic Region are exhibited in Fig. 4. Because of the simplifications of the topography and other conditions in the region, we cannot have enough explanation on all the complicated water movements mentioned in section 2. It is very interesting, however, to note that Fig. 4 strikingly suggests the general circulation over the Subarctic Region, especially the fairly narrow current flowing westward along the southern coast of the Aleutian Chain and the C water gyral. Now we may realize that the Subarctic wind system mentioned above mainly governs the water movement of the upper layer in the Subarctic Region.

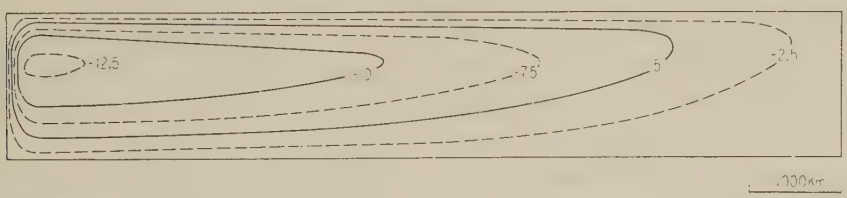


Fig. 4. Streamlines in the Subarctic Region estimated on the basis of the wind stress system (9).

For reference, let us put the Subarctic wind stress system as:

$$\left.\begin{aligned} F_x&=F_{x0},\\ F_y&=-F_{y_0}\left(1-\frac{2x}{r}\right). \end{aligned}\right\} \tag{16}$$

Then, (12) and (13) are

$$\nabla^2\psi+\frac{D}{R}\beta\frac{\partial\psi}{\partial x}=\sum_{n=1}^{\infty}\gamma_n\sin\frac{(2n-1)\pi}{b}y, \tag{17}$$

$$\gamma_n=\frac{8F_{y_0}}{\pi Rr}\frac{1}{2n-1}. \tag{18}$$

The solution is

$$\psi=\sum_{n=1}^{\infty}\gamma_n\left\{\frac{b}{(2n-1)\pi}\right\}^2\sin\frac{(2n-1)\pi}{b}y\,(p_ne^{A_nx}+q_ne^{B_nx}-1), \tag{19}$$

where,

$$\left.\begin{aligned}A_n&=-\frac{D\beta}{2R}+\sqrt{\left(\frac{D\beta}{2R}\right)^2+\left\{\frac{(2n-1)\pi}{b}\right\}^2},\\ B_n&=-\frac{D\beta}{2R}-\sqrt{\left(\frac{D\beta}{2R}\right)^2+\left\{\frac{(2n-1)\pi}{b}\right\}^2},\end{aligned}\right\} \tag{20}$$

and p_n, q_n are same with (15).

In the same way as the above, the streamlines are shown in Fig. 5. We understand by comparison between Figs. 4 and 5, that the factor (III) in the Subarctic wind system greatly contributes to the formation of the narrow band flowing westward along the Aleutian Chain.

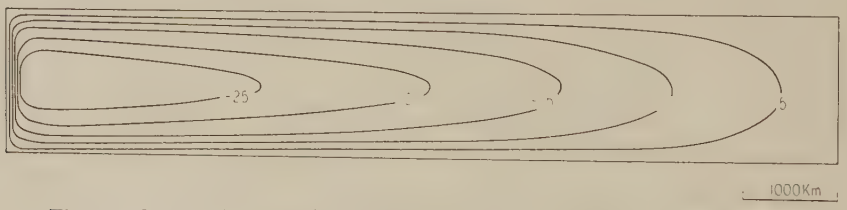


Fig. 5. Streamlines in the Subarctic Region estimated on the basis of the wind stress system (16).

Theoretical consideration based on MORGAN's model

Besides the linear theory like STOMMEL's model, another theory, called the non-linear, for the wind-driven ocean current has been recently developed by MORGAN (1956) and CHARNEY (1955). Here, using the formulation of the two-layer ocean in MORGAN's model, we will again consider the Subarctic Circulation.

Horizontal coordinate system is taken in the same way as STOMMEL's model. (See Fig. 3.) When we consider a two-layer system, one with density different from another, *i.e.*, the bottom layer at rest, pertinent dynamical equations in the interior of the ocean are:

$$-fM_y=-g'\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{D^2}{2}\right)+\tau_x, \tag{21}$$

$$fM_x=-g'\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{D^2}{2}\right)+\tau_y, \tag{22}$$

where D is the depth of the upper layer which is variable; $g'=g\frac{\rho_2-\rho_1}{\rho_2}$; ρ_1 and ρ_2 are the densities of the upper layer and the lower respectively; $M_x=\int^D \rho_1 u dz$, $M_y=\int^D \rho_1 v dz$; τ_x and τ_y are the components of the wind stress. Here the equation of continuity is

$$\frac{\partial M_x}{\partial x}+\frac{\partial M_y}{\partial y}=0. \tag{23}$$

Then, from (22) and (23)

$$\beta M_y=\mathrm{curl}\,\vec{\tau}\,, \tag{24}$$

where $\vec{\tau}$ is the stress of the wind at the surface.

Now, in the same way as STOMMEL's model we put the wind stress to the following simple functional form:

$$\left.\begin{aligned}&\tau_x=\tau_{x0},\\&\tau_y=-\tau_{y0}\left(1-\frac{2}{r}x\right)\frac{y}{b},\end{aligned}\quad\begin{pmatrix}0\leqq x\leqq r\\0\leqq y\leqq b\end{pmatrix}\right\} \tag{25}$$

where τ_{x0} and τ_{y0} are const. From (24)

$$M_y=\frac{\partial\psi}{\partial x}=\frac{2\tau_{y0}}{\beta r b}y. \tag{26}$$

It is interesting to see that under the condition of this wind system the meridional transport in the Subarctic points northward.

On the east coast ($x=r$), the zonal transport ($M_x=-\partial\psi/\partial y$) vanishes; hence we have, from continuity, the following simple results for the transport function ψ and M_x:

$$\psi=-\frac{2\tau_{y0}}{\beta r b}y(r-x), \tag{27}$$

$$M_x=\frac{2\tau_{y0}}{\beta r b}(r-x). \tag{28}$$

Now, equation (21) is rewritten by (25) and (26) as follows:

$$-\frac{2\tau_{y0}}{\beta r b}y=-g'\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{D^2}{2}\right)+\tau_{x0}. \tag{29}$$

So along the outer edge of the boundary layer ($y=b$),

$$-\frac{2\tau_{y0}}{\beta r}f=-g'\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{D^2}{2}\right)+\tau_{x0}. \tag{30}$$

Using the relation $2\tau_{y0}/\beta r=M_y(x,\ b)=M_y(0,\ b)=\text{const.}$, equation (30) is integrated with respect to x as follows:

$$D^2(x,\ b)-D^2(0,\ b)=\frac{2}{g'}(M_y(0,\ b)\cdot f+\tau_{x0})x. \tag{31}$$

MORGAN, in his boundary-layer technique, proposed to divide the ocean into two regions. One of them, he calls the interior region, covers the central area of the ocean as a whole, and is determined by the form of the wind stress; the other, the boundary-layer region, in which terms of higher-order are important.

This separation of the ocean into two parts can be made use of in our formulation of the current along the south side of the Aleutian Chain. For the time being, however, this theory is not applied to the C water gyral region.

Then, the quantity $D(0, b)$ in (31) which is the interior depth of the interface at the outer edge of the boundary layer and at $y=b$, is a constant that can be arbitrarily chosen so far as this theory is concerned.

Now, we introduce the following dynamical equations in the boundary layer in the same way as MORGAN:

$$\frac{u^{*2}}{2}+g'D^*=B(\psi^*), \tag{32}$$

$$fu^*=-g'\frac{\partial D^*}{\partial y}. \tag{33}$$

The asterisks are used to denote quantities defined within the boundary layer. B is a function of the transport function only and must be determined by matching the boundary with the interior solution. It is convenient to transform these two equations (32) and (33) into a form containing only ψ^* and D^*, by making use of the definition $u^*D^*=-\frac{\partial\psi^*}{\partial y}$:

$$\left(-\frac{\partial\psi^*}{\partial y}\right)^2=2D^{*2}[B(\psi^*)-g'D^*], \tag{34}$$

$$\psi^*=\frac{g'}{2f}D^{*2}+C(x), \tag{35}$$

where $f=$const. in the boundary layer. Along the outer edge of the boundary layer, we can put $\psi^*=\psi(x, b)$, $D^*=D(x, b)$. So, from (26), (27) and (31),

$$C(x)=-\left[\frac{g'}{2f}D^2(0, b)+M_y(0, b)\cdot r+\frac{\tau_{x_0}}{f}x\right]. \tag{36}$$

On substituting from (36) into the equation (35), we obtain

$$D^{*2}=D^2(0, b)+\frac{2f}{g'}\psi^*+\frac{2f}{g'}M_y(0, b)\cdot r+\frac{2\tau_{x_0}}{g'}x. \tag{37}$$

Another relation between ψ^* and D^* can be obtained from the equation (34). If we take account of the eastern boundary condition, the velocity u in the boundary layer will be in an opposite direction to that in the interior region. Therefore, at the outer edge of the boundary layer, $u^{*2}\to 0$. Then,

$$g'D^*=B(\psi^*). \tag{38}$$

Thus the function $B(\psi^*)$ is determined by

$$B[\psi(x, b)]=g'[D(x, b)]=g'\left[D^2(0, b)+\frac{2}{g'}(fM_y(0, b)+\tau_{x_0})x\right]^{\frac{1}{2}}. \tag{39}$$

Since, from (26) and (27),

$$M_y(0, b)\cdot x=\psi(x, b)+M_y(0, b)\cdot r, \tag{40}$$

(39) is written as:

$$B[\psi^*]=g'[D^2(0, b)+\frac{2f}{g'}\psi^*+\frac{2f}{g'}M_y(0, b)\cdot r+\frac{2\tau_{x_0}}{g'M_y(0, b)}\psi^*+\frac{2\tau_{x_0}}{g'}r]^{\frac{1}{2}}. \tag{41}$$

When (37) and (41) are substituted in (34), the following equation is obtained:

$$\begin{aligned}\left(-\frac{\partial\psi^*}{\partial y}\right)^2=&2g'\left[D^2(0, b)+\frac{2f}{g'}\psi^*+\frac{2f}{g'}M_y(0, b)\cdot r+\frac{2}{g'}\tau_{x_0}x\right]\\&\times\left\{\left[D^2(0, b)+\frac{2f}{g'}\psi^*+\frac{2f}{g'}M_y(0, b)\cdot r+\frac{2\tau_{x_0}}{g'M_y(0, b)}\psi^*+\frac{2\tau_{x_0}}{g'}r\right]^{\frac{1}{2}}\right.\\&\left.-\left[D^2(0, b)+\frac{2f}{g'}\psi^*+\frac{2f}{g'}M_y(0, b)\cdot r+\frac{2\tau_{x_0}}{g'}x\right]^{\frac{1}{2}}\right\}.\end{aligned} \tag{42}$$

It is obvious that if $\tau_{x_0}=0$, the quantity $\partial\psi^*/\partial y=0$ for all y. Thus no boundary stream could be produced. We can understand that the westerly wind stress $\tau_{x_0}>0$ as well as the northward transport (26) plays a very important part in the formation of the westward current along the south side of the Aleutian Chain.

Although these two theoretical considerations have been limited to qualitative discussion, it is quite reasonable to infer from them that the general circulation of the upper layer in the Subarctic is governed, as the average pattern, by the winter wind system in the region, even though its details may be fluctuated by the Subarctic topography and other complicated factors. Especially, each of the three characteristics, (I, II and II), of the wind system suggested at the begining of the section seem to contribute great deal to the formation of outstanding characteristics of the Subarctic Circulation, *i.e.*, the C water gyral and the westward current along the south side of the Aleutian Chain.

4. Distribution of the Inter-Cooled Water and its Movement

In addition to the circulation of the water itself, there are other important factors of the Subarctic oceanography such as the circulation, incomings and outgoing of the properties of water, especially heat and salt. From the study treated so far it may be understood, for instance, that a high temperature and a high salinity accompanying water from the Kuroshio system raise these properties in the east part of the Subarctic higher than in the west on the average. In the surface layer, however, the properties of water are affected by excessive radiation, precipitation, and fresh water from the land. Vertical or horizontal mixings of the properties takes place, while the water travels from east to west in the region, or as it moves

out into the Arctic Ocean, or recirculates through the Polar Front to the American coast and later joins to the Tropical circulation system. Studies remain to be made in regard to quantitative estimation of these water properties.

In advance of dealing with such an extensive subject, attention should be directed here to a more specific problem as it seems to have a close relation with movements of the water properties. It is a problem pertinent to the Inter-Cooled water which represents another characteristic of the western Subarctic Water. As described previously (Hirano, 1957a), the Inter-Cooled water having best characterized by the minimum temperature of about 1°C is formed at about 100 to 200 m depths possibly under the influence of the surface cooling in winter and widely distributed over the west part of the Subarctic. Important bearings this body of water has upon sea and weather conditions, fishing and farm harvest of the nation's interest have encouraged many workers to carry out research into it. It seems, however, that no conclusive view on the distribution and movement of this water in the Subarctic has been offered until now. In addition, questions one may raise in association with the general aspect of this water include what role it has in the Subarctic circulation of the water properties, and what relation, if any, it has with the Dichohaline Intermediate water existing under the Kuroshio, which in turn seems to make the Cold Water Mass appears off the Kii Peninsula or off the Enshunada.

Here, based on the same data used in his early paper (Hirano, 1958) the author intends to picture the distributions of physical properties of the Inter-Cooled water in the Subarctic Region, and to estimate its flowing patterns by use of its temperature distributions. These studies will enable him to advance his previous suggestion on the flowing process of the Intermediate water, as well as to obtain a qualitative information about the properties circulation in the Subarctic.

Patterns of the Inter-Cooled water in the Subarctic Region

Some of circumstances of the Inter-Cooled water, particularly its relation with and its transient process to the Intermediate water, can be clarified by picturing the distributions of the physical properties on the $\sigma_t=26.75$ surface, another characteristic of the Inter-Cooled water lying along its central part (Hirano, 1957a).

The reasons are as follows. The temperature minimum of the Inter-Cooled water existing at depths of 100 to 200 m of the Subarctic is of little use for this purpose, as it must be made to disappear by diffusion somewhere on the way, when traced down from the Subarctic to the warm water region, though the Inter-Cooled water itself may not cease to exist. In the warm water region covered with the haline surface water, the extension of the Inter-Cooled water is represented by a low salinity and appears as the Intermediate water with the salinity minimum at a certain depth (*loc. cit.*). It is interesting to note that the salinity minimum approximately coincides in depth with the $\sigma_t=26.75$ surface. Furthermore, it is generally known that mixing and movement of water masses are liable to occur

on an equal σ_t surface or quasi-isentropic surface.

Distribution of the depth of σ_t=26.75 surface (Figs. 6–1, 2)

Figs. 6–1, 2 show that the Inter-Cooled water spreads, and probably originates, centering around the areas of 100–150 m depths of the C water region, from which the 26.75 surface is getting deeper to the south and the east. Especially the southward declination is sharp. In summer, the 26.75 surface becomes deeper in the C water region, but somewhat shallower in the environs than it is in spring.

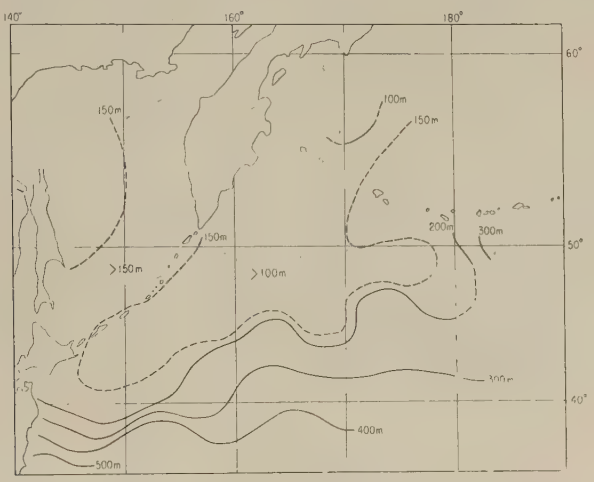


Fig. 6—1. Mean depths of σ_t=26.75 surface in spring.

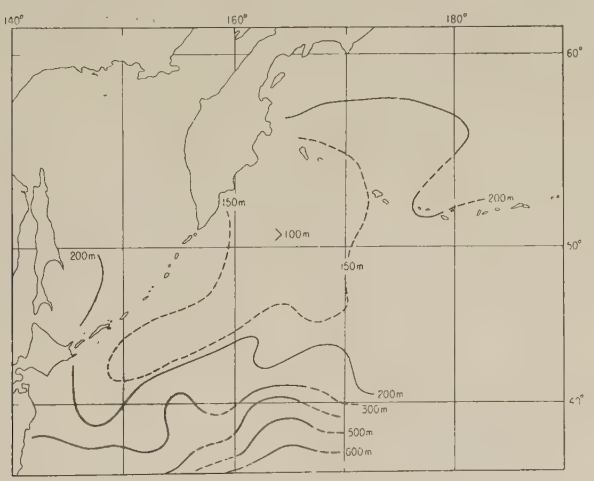


Fig. 6—2. Mean depths of σ_t=26.75 surface in summer.

Distribution of the mean temperature and mean salinity at the σ_t=26.75 surface (Figs. 7–1, 2 ; 8–1, 2)

In Figs. 7 and 8 it is clear that the central part of the Inter-Cooled water in the C water region shows, in spring, temperature of 1.5–2.0°C and salinity of

33.40–33.50‰; in summer, 2.0–3.0°C, and 33.45–33.55‰, respectively. Besides this water, another one with a lower temperature, 1–1.5°C, and a lower salinity, 33.35–33.40‰, exists in the east of the Kurile Islands. The fact suggests that the Inter-Cooled water may have one more origin in the Okhotsk Sea. The temperature and salinity of the Inter-Cooled water become higher and higher towards the south and the east, especially with sharp variation to the south as is the tendency of depths of the σ_t=26.75 surface.

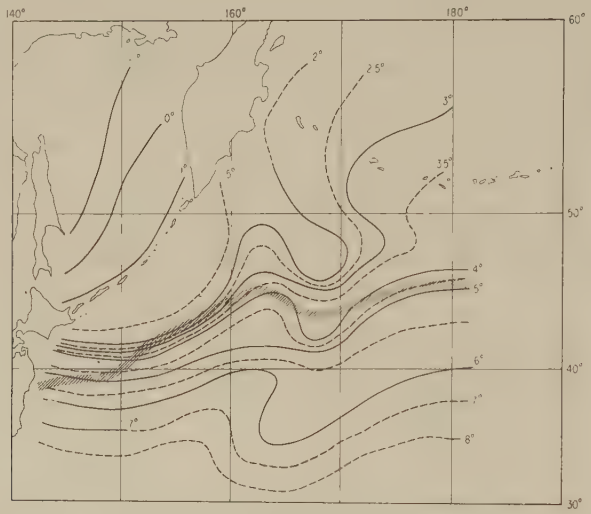


Fig. 7—1. Mean temperature (°C) distribution on σ_t=26.75 surface in spring. A shady band shows boundary of the disappearance of temperature minimum.

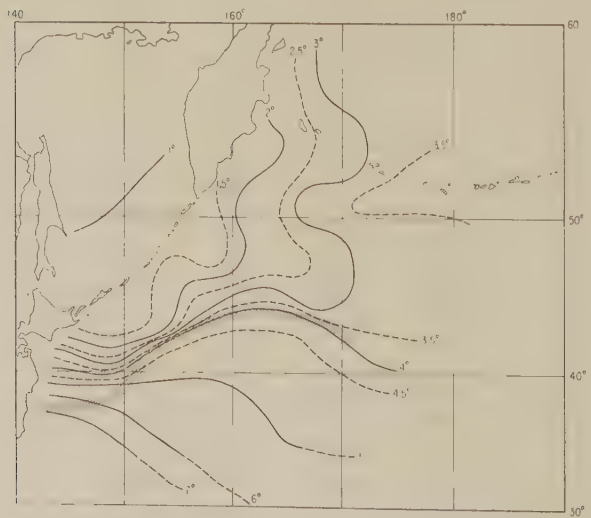


Fig. 7—2. Mean temperature (°C) distribution on σ_t=26.75 surface in summer. A shady band shows boundary of the disappearance of temperature minimum.

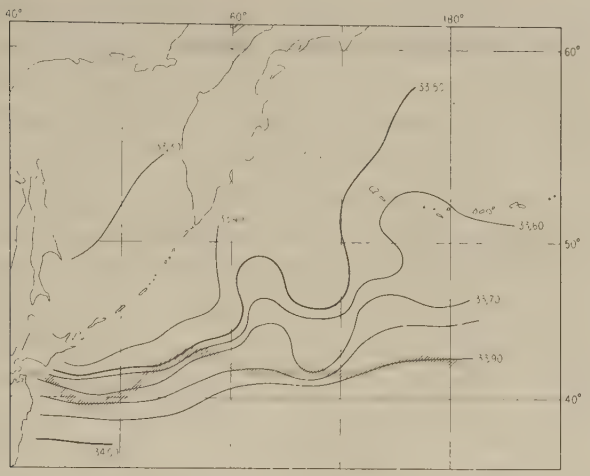


Fig. 8—1. Mean salinity (‰) distribution on σ_t=26.75 surface in spring. A shady band shows boundary of the appearance of salinity minimum.

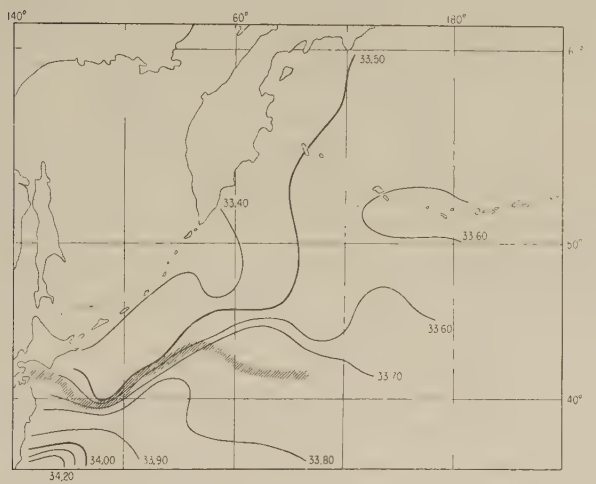


Fig. 8—2. Mean salinity (‰) distribution on σ_t=26.75 surface in summer. A shady band shows boundary of the appearance of salinity minimum.

These figures also show the borders where the temperature minimum vanishes, and the salinity minimum appears. Except the west of Long. 150°E in the Northeast Sea Region of Japan, the border of the temperature minimum generally lies on the north of the border of the salinity minimum. Here let us recall the early statement that an extension of the isopleth of σ_t=26.75 from the central part of the Inter-Cooled water approximately coincides with the salinity minimum in the warm water region. A real inplication of the statement is that this σ_t surface is a representative one to make clear the relation between the Inter-Cooled water and the Intermediate water.

Naturally, the Inter-Cooled water as well as the Intermediate water must have some thickness vertically containing the σ_t=26.75 surface. In reference to Figs. 7 and 8, therefore, we should carefully understand that the borders of the temperature and the salinity minima do not always coincide with the σ_t surface, nor the isoplethes on the borders exhibit the values of the temperature and the salinity minima.

Further studies remain to be made in the future on structures and formations of the Inter-Cooled water and the Intermediate water. Prior to these studies, however, it may be of use describing detailed distributions of these minima on the basis of the deta. First, in the C water and the O water regions, the temperature minimum of 1° to 2°C exists coincidently with or slightly above the depth (100 to 150 m) of the σ_t=26.75 surface. On the environs of the regions neighboring to the border where the temperature minimum disappears, the temperature minimum raises a little to 2° to 3°C while the depth of the minimum falls slightly beneath the σ_t=26.75 surface. When we cross the border to the south where the temperature minimum vanishes, a warm haline water comes out to the surface layer. Thus, at a boundary between the upper warm water and the lower Inter-Cooled water, a jumping layer of salinity is formed with the salinity minimum appearing in the neighborhood of the boundary. Accordingly, the boundary has temperature a little higher and σ_t smaller than the σ_t=26.75 surface existing below. Under the Kuroshio warm water, however, the salinity minimum, appearing at 500 to 800 m depths, shows temperature and salinity somewhat higher, with its σ_t slightly greater than 26.75. The above descriptions may help us understand the fact that in the Northeast Sea Region the border where the temperature minimum disappears lies in the south of the border of the salinity minimum. Therefore it is most probable that in this region the salinity minimum appears at shallower depthes, and the temperature

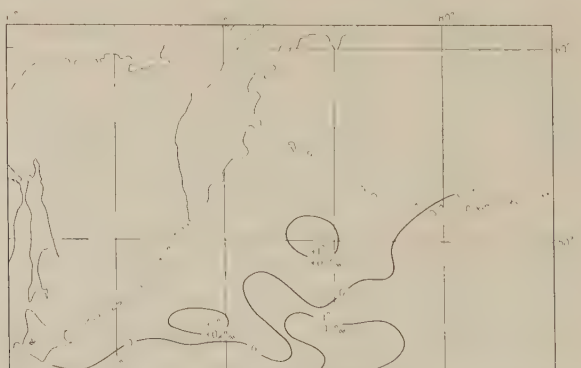


Fig. 9. Variations of mean temperature and salinity from spring to summer on σ_t=26.75 surface.

minimum at deeper depths, than the $\sigma_t=26.75$ surface and that the cold water contacts with the warm one in a very sharp stratification to begin mixing each other as described before (HIRANO, 1957a).

Now, Fig. 9 indicates average variations of temperature and salinity occurring on the 26.75 surface from spring to summer. Naturally the variations both in the temperature and the salinity correspond in tendency with each other. But it is interesting to observe that values of these variations show the plus sign in the C and O water regions and the minus in their environs. Especially, in the areas of Lat. 40°N, Long. 150°E and Lat. 40–44°N, Long. 160–175°E, there appear the declinations more than 1°C and 0.1‰, suggesting possibilities of a southward and an eastward flow of the Inter-Cooled water as inferred on an early occasion (HIRANO, 1958).

On estimation of the velocity by the use of physical properties

In order to estimate the water movements by using of physical properties conserved in the water, an equation of diffusion has been sometimes used. Now we consider a rectangular coordinate having the x and y axes on such a quasi-isentropic surface as the $\sigma_t=26.75$ surface, mainly on which the flowing and mixing of the waters take place. Then the equation of diffusion on a physical eproperty ϑ in a steady state is as follows:

$$u\frac{\partial\vartheta}{\partial x}+v\frac{\partial\vartheta}{\partial y}=K\left(\frac{\partial^2\vartheta}{\partial x^2}+\frac{\partial^2\vartheta}{\partial y^2}\right), \tag{43}$$

where, u and v are velocities in x and y directions respectively, and K is the coefficient of diffusion.

The equation of continuity is

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}=0. \tag{44}$$

When we introduce a stream function ψ defined as:

$$u=\frac{\partial\psi}{\partial y},\quad v=-\frac{\partial\psi}{\partial x}, \tag{45}$$

(43) is rewritten in the following form:

$$\frac{\partial\psi}{\partial y}\frac{\partial\vartheta}{\partial x}-\frac{\partial\psi}{\partial x}\frac{\partial\vartheta}{\partial y}=K\left(\frac{\partial^2\vartheta}{\partial x^2}+\frac{\partial^2\vartheta}{\partial y^2}\right). \tag{46}$$

Now on the $\sigma_t=26.75$ surface in the western Subarctic Region we may choose a rectangular coordinate system O_{xy} as shown in Fig. 10 with signs of 1, 2, ..., i, ...; and 1, 2, ..., j, ..., at intervals of Δx and Δy on the x and y axes respectively. Furthermore, we have (i, j) represent the coordinate $(i\times\Delta x, j\times\Delta y)$. Then, (46) at the (i, j) is written as:

$$\left(\frac{\partial\psi}{\partial y}\right)_{ij}\left(\frac{\partial\vartheta}{\partial x}\right)_{ij}-\left(\frac{\partial\psi}{\partial x}\right)_{ij}\left(\frac{\partial\vartheta}{\partial y}\right)_{ij}=K\left\{\left(\frac{\partial^2\vartheta}{\partial x^2}\right)_{ij}+\left(\frac{\partial^2\vartheta}{\partial y^2}\right)_{ij}\right\}, \tag{47}$$

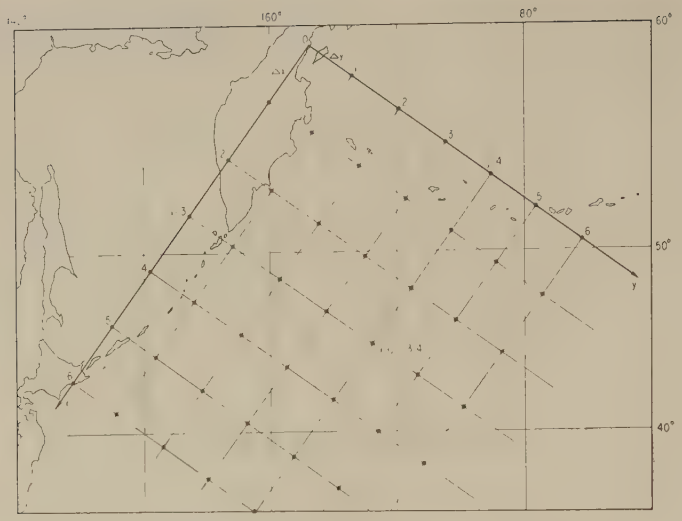


Fig. 10. Coordinate system chosen on $\sigma_t=26.75$ surface in the western Subarctic Region.

where the suffixes i, j means the value at the point (i, j).

Here, let ϑ_{ij} and ϕ_{ij} denote ϑ and ϕ at (i, j) respectively and write

$$\left.\begin{aligned}(\Delta_x\phi)_{ij}&=\phi_{i+1,\,j}-\phi_{i-1,\,j},\\(\Delta_y\phi)_{ij}&=\phi_{i,\,j+1}-\phi_{i,\,j-1};\end{aligned}\right\} \tag{48}$$

$$\left.\begin{aligned}(\Delta_x\vartheta)_{ij}&=\vartheta_{i+1,\,j}-\vartheta_{i-1,\,j},\\(\Delta_y\vartheta)_{ij}&=\vartheta_{i,\,j+1}-\vartheta_{i,\,j-1};\end{aligned}\right\} \tag{49}$$

$$\left.\begin{aligned}(\Delta_x^2\vartheta)_{ij}&=\vartheta_{i+1,\,j}-2\,\vartheta_{ij}+\vartheta_{i-1,\,j},\\(\Delta_y^2\vartheta)_{ij}&=\vartheta_{i,\,j+1}-2\,\vartheta_{ij}+\vartheta_{i,\,j-1}.\end{aligned}\right\} \tag{50}$$

Then we can approximately express each term in the equation (47) as:

$$\left.\begin{aligned}\left(\frac{\partial\phi}{\partial x}\right)_{ij}&=\frac{(\Delta_x\phi)_{ij}}{2\,\Delta x}, & \left(\frac{\partial\phi}{\partial y}\right)_{ij}&=\frac{(\Delta_y\phi)_{ij}}{2\,\Delta y};\\\left(\frac{\partial\vartheta}{\partial x}\right)_{ij}&=\frac{(\Delta_x\vartheta)_{ij}}{2\,\Delta x}, & \left(\frac{\partial\vartheta}{\partial y}\right)_{ij}&=\frac{(\Delta_y\vartheta)_{ij}}{2\,\Delta y};\\\left(\frac{\partial^2\vartheta}{\partial x^2}\right)_{ij}&=\frac{(\Delta_x^2\vartheta)_{ij}}{(\Delta x)^2}, & \left(\frac{\partial^2\vartheta}{\partial y^2}\right)_{ij}&=\frac{(\Delta_y^2\vartheta)_{ij}}{(\Delta y)^2}.\end{aligned}\right\} \tag{51}$$

So, the equation (47) is rewritten in the form:

$$\begin{aligned}&\frac{1}{4\,\Delta x\Delta y}\{(\Delta_y\phi)_{ij}(\Delta_x\vartheta)_{ij}-(\Delta_x\phi)_{ij}(\Delta_y\vartheta)_{ij}\}\\&\quad=K\left\{\frac{1}{(\Delta x)^2}(\Delta_x^2\vartheta)_{ij}+\frac{1}{(\Delta y)^2}(\Delta_y^2\vartheta)_{ij}\right\}.\end{aligned} \tag{52}$$

In this case, we put $\frac{\Delta x}{\Delta y}=\frac{5}{4}$. If we write $\varphi=\frac{1}{5}\,\frac{\phi}{K}$, the equation (52) is re-

duced to

$$(\Delta_y\varphi)_{ij}(\Delta_x\vartheta)_{ij}-(\Delta_x\varphi)_{ij}(\Delta_y\vartheta)_{ij}=\left(\frac{4}{5}\right)^2(\Delta_x^2\vartheta)_{ij}+(\Delta_y^2\vartheta)_{ij}, \tag{53}$$

where

$$\begin{aligned}(\Delta_y\varphi)_{ij}&=\varphi_{i,\,j+1}-\varphi_{i,\,j-1},\\(\Delta_x\varphi)_{ij}&=\varphi_{i+1,\,j}-\varphi_{i-1,\,j}.\end{aligned}\qquad (i,\ j=1,\ 2,\cdots\cdots,\ 5)$$

Here, we introduce the following boundary conditions in the pertinent Subarctic:

$$\left.\begin{aligned}&\psi_{i0}=\varphi_{i0}=0 \quad \text{therefore} \quad (\Delta_y\varphi)_{i,\,1}=\varphi_{i,\,2},\\&(\Delta_x\varphi)_{1,\,j}=2(\varphi_{2,\,j}-\varphi_{1,\,j}),\\&(\Delta_y\varphi)_{i,\,5}=2(\varphi_{i,\,5}-\varphi_{i,\,4}),\\&(\Delta_x\varphi)_{5,\,j}=2(\varphi_{5,\,j}-\varphi_{4,\,j}).\end{aligned}\right\} \tag{54}$$

Then, twenty fiive simultaneous equations, containing twenty five unknown quantities, $\varphi_{i,j}$ ($i=1,\ 2,\ \ldots,\ 5$; $j=1,\ 2,\ \ldots,\ 5$), are obtained from the equation (53). Here, coefficients $(\Delta_x\vartheta)_{ij}$, $(\Delta_y\vartheta)_{ij}$, $(\Delta_x^2\vartheta)_{ij}$ and $(\Delta_y^2\vartheta)_{ij}$ in the equation can be computed from Figs. 7–1, 2. Therefore, the distribution of the stream function φ on the $\sigma_t=26.75$ surface is resulted by solving these simultaneous equations.

Here attention should be drawn to methods which sometimes have been adopted in order to estimate the movement of the sea water. They are to combine the equations of continuity or diffusion of two or more physical properties, such as temperature, salinity and silicate, and deduce the unknown quantity, which is the velocity, by solving these equations (Okada, 1934, 1935; Ichie, 1952). As pointed out in the "Kairyu" (Hidaka, 1955), however, these methods are very doubtful in validity for the reason that if distributions of respective physical properties are brought by the entirely same mechanism represented by the same equation of continuity or diffusion, their forms must be essentially proportional to one another. Therefore, even if the mathematical results of them are reduced, equations on respective physical properties obtained can not be regarded as mutually independent when considered from the point of physical view.

Result of the computation of the velocity distribution in the Inter-Cooled water

The solution of the twenty five simultaneous equations obtained from (53) and (54) is clear in principle. However, as its procedure is very complicated, the computation has been carried out by the use of an electronic computor, FACOM–128. Figs. 11–1, 2 show distributions of φ, obtained by the FACOM, on the $\sigma_t=26.75$ surface in spring and summer respectively. From these figures, we may be informed of the general pattern of the water movements on the $\sigma_t=26.75$ surface.

The above treatment is based upon the assumption that distributions of physical properties on the $\sigma_t=26.75$ surface are mainly determined by advection and horizontal mixing. As discussed in "the Oceans" by Sverdrup *et al*, however, these distribu-

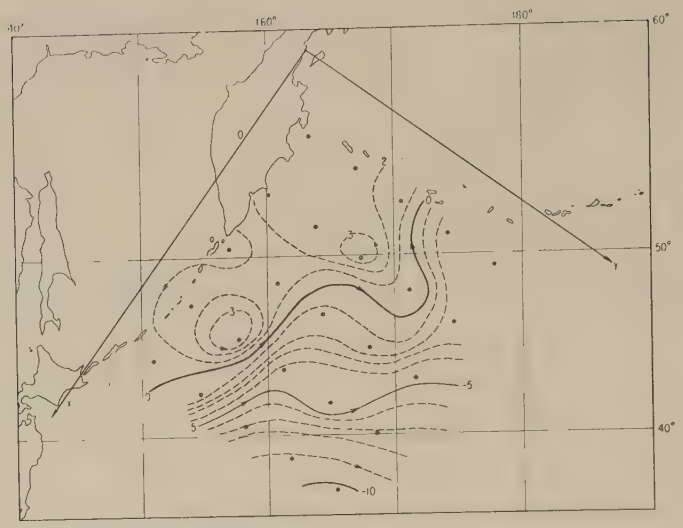


Fig. 11—1. Distribution of φ computed on $\sigma_t=26.75$ surface in spring.

Fig. 11—2. Distribution of φ computed on $\sigma_t=26.75$ surface in summer.

tions may be possibly explained by other assumptions, as well. Therefore, it is necessary to substantiate validity of the above results from angles of some other physical or dynamical view. For this purpose Figs. 12—1, 2 have been prepared to show the dynamic topographies of JD in spring and summer at a depth of 200 m, the main layer of the Inter-Cooled water. Here, these topographies are based on the reference level of 800 m. Comparing Fig. 11 and Fig. 12, we can easily find the following :

1) Except for the speeds, the flowing patterns in apring in the both figures

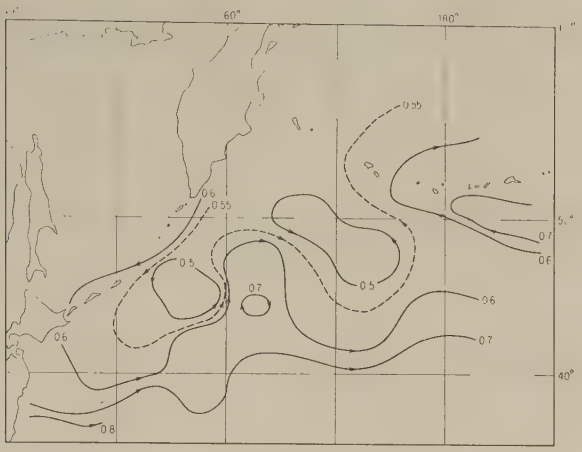


Fig. 12—1. Dynamic topography of ΔD at a depth of 200 m in spring based on the reference level of 800 m.

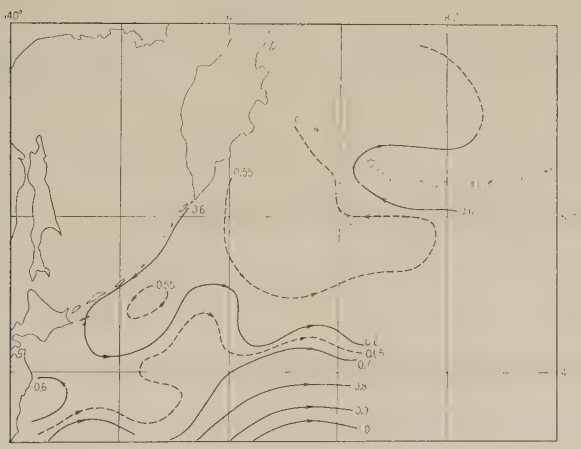


Fig. 12—2. Dynamic topography of ΔD at a depth of 200 m in summer based on the reference level of 800 m.

closely resemble each other.

2) On the contrary, the summer flowing patterns do not.

3) In Fig. 11, the quantities of flow in summer are higher in degree than spring.

In this case, the estimated quantities of flow depend upon how to choose the value of the horizontal mixing coefficient K. If $K=10^7$, it is deduced that the velocity in spring : $5\,K\frac{\partial\varphi}{\partial n}\approx 1$—10 cm/sec, and in summer, ≈ 10—100 cm/sec, which is fairly great.

When the above discussions are put together, the pattern of flow computed for spring appears fairly reasonable but the one for summer does not. This is possibly

attributed to our treatment. Because, it has depended only upon the equation of diffusion (43) based on the assumption that the property distributions on the $\sigma_t=26.75$ surface are steady and governed by nothing but the horizontal advection and the horizontal mixing. As already mentioned, however, it has been considered that patterns of the circulation, the Inter-Cooled water and the water property distributions in the Subarctic are mainly formed in winter. Then, we shall not greatly err if we assume that the distribution of the Inter-Cooled water is semi-steady in spring as a continuation from winter. As shown in Fig. 9, however, some variations of the temperature and salinity on the $\sigma_t=26.75$ surface are seen from spring to summer with their degrees showing regional characteristics. Perhaps the fact makes it necessary to take $\partial\vartheta/\partial t$ into consideration as a governing factor of the property distributions in summer, leaving out such φ distribution as shown in Fig. 11—2 as a wrong example. But judging Fig. 11—1 in association with variations of the property distributions from spring to summer (Fig. 9) and the other estimations described above, we may conclude that the flowing pattern of the Inter-Cooled water may be generally represented by φ distribution as drawn here for spring.

5. The Inter-Cooled Water as part of the Subarctic Circulation

The results so far obtained may not be sufficient for advancing quantitative discussions on the Inter-Cooled water in relation to the Subarctic circulation. However, there are reasons to believe that the Inter-Cooled water in a close relation with the Intermediate water plays an important part in the Subarctic circulation.

In Fig. 13 the flowing pattern on the $\sigma_t=26.75$ surface obtained above is super-

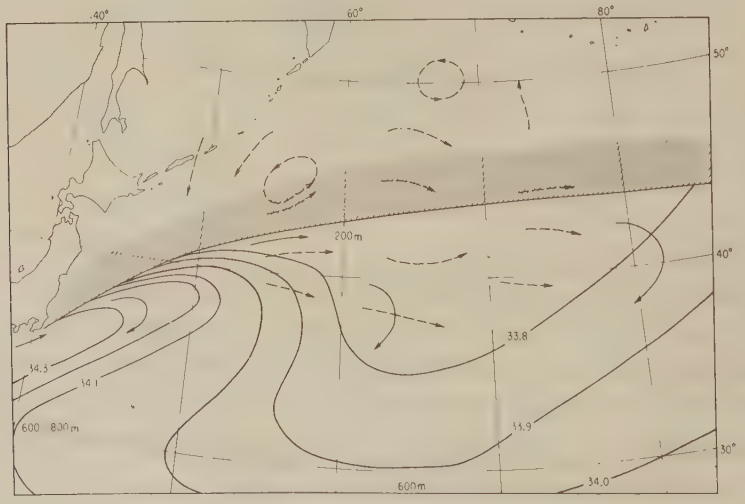


Fig. 13. Salinity (‰) in the layer of minimum salinity of the North Pacific (SVERDRUP) and flowing pattern estimated here.

posed with the salinity distribution in the salinity minimum layer shown in "the Oceans". From this figure, we may envisage that the Inter-Cooled water diverges as it proceeds to the east, and spreads down to the Central Pacific Ocean as the Intermediate water by passing beneath the polar front between 160°E—170°W. It is understand that the picture in "the Oceans" shows only the main feature by omitting numerous details which would confuse the presentation. Therefore, with view to confirming some of the details, further the salinity distribution on the $\sigma_t=26.75$ surface has been prepared in Fig. 14. The data used were made available through

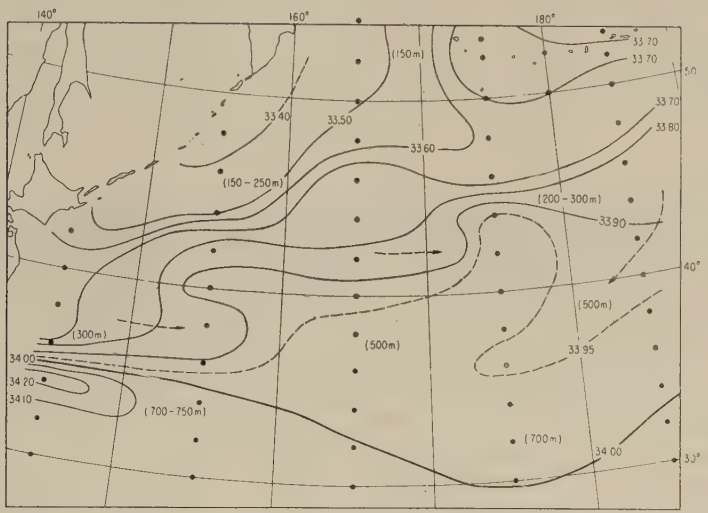


Fig. 14. Salinity (‰) distribution on $\sigma_t=26.75$ surface on the basis of the data obtained in IGY, 1958.

the IGY Polar Front Survey carried out in 1958 by the R.V. Soyo-Maru and the Ryofu-Maru, in the former of which the author participated as staff member. As understood from the vertical sections of salinity along Long. 145°E, 155°E, 165°E, 175°E and 175°W, all based on the same data (Fig. 15), the $\sigma_t=26.75$ that passes through about the central part of the salinity minimum layer under the warm water, indicate the surface representing the Inter-Cooled water and the Intermediate water. Figs. 14, 15 also may reveal that the Inter-Cooled water spreads down between Long. 160°E—170°W as the Intermediate water. In addition, it seems possible to speculate the flows as shown by the arrows in Fig. 14 when the salinity minimum layer is taken into account. These description may be accepted as we recall a sentence in "the Oceans" that from the region of sinking, (which may correspond to the polar front zone or the border where the salinity minimum appears,) this Intermediate Water flows toward the east and spreads over the greater part of the North Pacific.

Summarizing the above discussions, it may be concluded that the Inter-Cooled water is mainly formed in winter under the C water region southeast off the Kam-

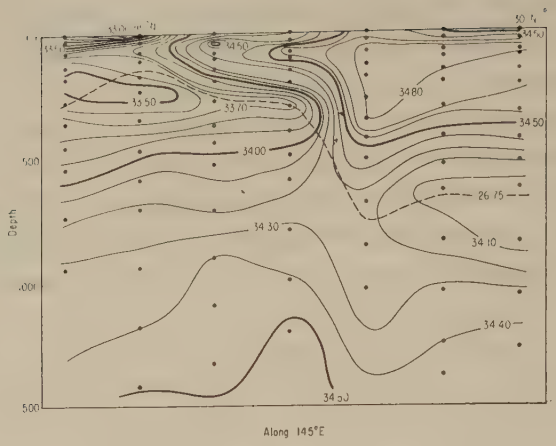


Fig. 15—1.

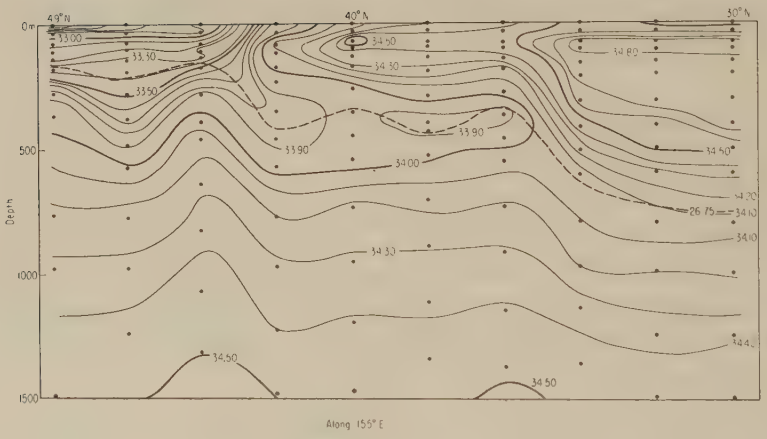


Fig. 15—2.

Fig. 15—3.

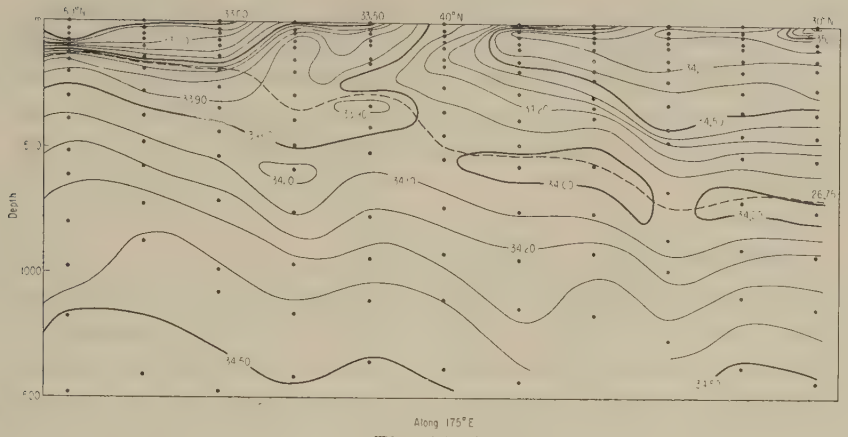


Fig. 15—4.

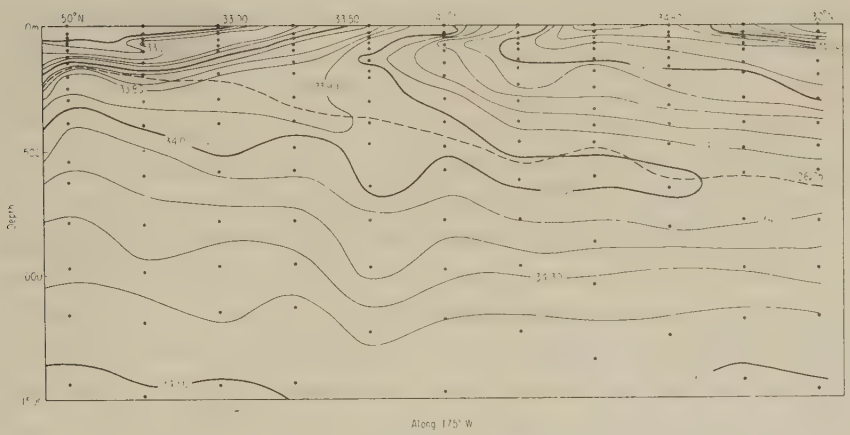


Fig. 15—5.

Fig. 15. Vertical sections of salinity (‰) on the basis of the data obtained in IGY, 1958. A broken line shows the isopleth of $\sigma_t = 26.75$.

chatka Peninsula and the O water region flowing southward along the south Kurile, and moves in the same manner as the upper layer water of the Subarctic, contacting with the Kuroshio warm water at the polar front zone where the water flows to the east. Passing between 160°E—170°W, however, it gradually spreads down south as the Intermediate water toward the Central North Pacific, while getting deeper and deeper under the warm water. Like a previous suggestion offered by the author (HIRANO, 1957a), the above description also does not seem to make it probable that the Intermediate water existing just under the Kuroshio region flows down southward in the west of about Long. 150°E off Sanriku at least as far as this particular locality is concerned. The Subarctic water leaving the region in this way, though its quantity has not been estimated here, is considered to serve as an important factor for the Subarctic circulation, especially of the properties. Why does

the eastward flow of the Inter-Cooled water begin to creep down southward at the area between 160°E—170°W? Although this phenomenon may be related to the damping of the velocity of the Kuroshio current at the upper layer, the question still remains to be studied in the future.

6. Summary

1. On the basis of the previous studies of the present series and other reports by many workers, the circulations of the Subarctic water at the upper layer of the Subarctic region has been summarized as in Section 2. In the description, special attention has been given to existence of the westward flow along the south side of the Aleutian Chains and the counter-clockwise gyral at the C water region.

2. These Subarctic circulations, especially the above mentioned characteristic appearances, have been theoretically discussed by using STOMMEL's model and MORGAN's model on the wind-driven ocean current. Consequently, it has been deduced that the Subarctic circulation might be mainly generated by the wind system of the Subarctic prevailing in winter as described in (I), (II) and (III) at pages 14~15.

3. In treating on the Inter-Cooled water which is one of the characteristics of the western Subarctic water, playing an important role of the Subarctic circulation, the author has laid stress on the distributions of temperature and salinity on the $\sigma_t=26.75$ surface which represents the Inter-Cooled water in the Subarctic. The flowing pattern of the Inter-Cooled water has been estimated by applying the equation of diffusion to the temperature distributions on the $\sigma_t=26.75$ surface. With reference to the salinity distribution on the minimum salinity layer of the North Pacific shown in "the Oceans" and the result of the IGY-Polar Front Survey in 1958, the movement of the Inter-Cooled water and its relation to the Intermediate water have been concluded as follows: The Inter-Cooled water moves in the same manner as the upper layer water of the Subarctic, before its contacting with the Kuroshio warm water at the polar front zone. These the water flows to the east and gradually spreads down south as the Intermediate water through a passage between 160°E—170°W towards the Central North Pacific while getting deeper and deeper under the warm water. This conclusion does not seem to support, more than a previous suggestion (HIRANO, 1957a) did, a view that the Intermediate water appearing right under the Kuroshio flows directly southward, acrossing the polar front from the Subarctic side, as far as the area of about Long. 150°E off Sanriku is concerned.

Through the four series of the present work, pertinent themes that were proposed as a first approach to study on the Subarctic oceanography have been discussed to some extent. They are discussions pertinent to:

1. Formation of three systems (C, B and O waters) in the Western Subarctic. (Series II, HIRANO, 1957b)

2. distribution patterns of characteristic physical properties in the Region, (Series III, HIRANO, 1958)
3. the flow pattern of these waters inclusive of the Inter-Cooled water, (Series III, HIRANO, 1958 and the present Series)
4. major energies governing distribution of the physical properties, flowing and mixing. (the present Series)

In due consequence of these studies, some more themes have been brought up. Since further studies on these problems remain to be performed on other occasions to come, here the author wishes to reiterate them along with relevant recommendations for the future reference.

1. Under the Inter-Cooled water, there is a deep sea water possibly playing another important role on the circulation in the Subarctic. The study on the movement, especially the upwelling, of the water has to be developed by investigating its dissolved oxygen distribution as well as the temperature and salinity.

2. As touched upon at the end of the preceding section, a question to be solved is why the Inter-Cooled water creep down under the warm water region and proceeds southward between 160°E—170°W.

3. Much more detailed oceanographic conditions and their variations in the Subarctic still remain to be known. Particularly in a close connection with salmon fisheries in the region, it is necessary to continue the observation on the basis of the information obtained up to now but on a more extensive schedule so that we may be thoroughly acquainted with the oceanographic conditions.

4. Especially, it is strongly recommended to conduct surveys in winter as the meteorological and oceanographic conditions in this season are supposed to exert great influence upon the oceanographic situations in other seasons, addmitting difficulties that may be encountered in the surveys because of rough weather expectable then and there. On that occasion, the survey ought to lay an emphasis on obtaining meteorological data as well as oceanographic ones.

Acknowledgement: In conclusion, the author expresses his hearty thanks to Dr. S. HAYAMI, professor of Kyoto University, Dr. M. UDA, professor of Tokyo University of Fisheries, Mr. N. WATANABE, chief of the Oceanographic Section, Tokai Regional Fisheries Research Laboratory, and Dr. Y. SAITO, assistant professor of Tokyo University of Fisheries for their constant encouragements and valuable advices. He also is indebted to Mr. M. ISHIDA of the Laboratory for his assistance in preparing the manuscript.

References

DODIMEAD, A.J., 1958: Report on oceanographic investigations in the Northeast Pacific Ocean during August 1956, February 1957 and August 1957. Fish. Res. Board of Canada.

——, 1959: Some features of the upper zone in the Sub-Arctic Pacific Ocean. INPFC Document, 302.

Favorite, F., 1959: Progress Report on oceanography. INPFC Document, 319.
Fleming, R.H., 1955: Review of the oceanography of the Northern Pacific. Bull. No. 2, INPFC.
Hirano, T., 1957a: The oceanographic study on the Subarctic Region of the Northwestern Pacific Ocean I, Bull. Tokai Reg. Fish. Res. Lab. No. 15.
———, 1957b: *Ibid.*, II, Bull. Tokai Reg. Fish. Res. Lab. No. 15.
———, 1958: *Ibid.*, III, Bull. Tokai Reg. Fish. Res. Lab. No. 20.
Ichie, T., 1952: On the Hydrography of the Kii-Suido (1951). Oceano. Rep. Central Meteor. Obs., Vol. 2, No. 3.
INPFC, 1956, 1957, 1958: Annual Report.
Kitano, K., 1958: Oceanographic Structure of the Bering Sea and the Aleutian Waters, Part 1 and 2., Bull. Hokkaido Reg. Fish. Res. Lab., No. 19.
———, 1959: Oceanographic structure of the Northern North Pacific Ocean. INPFC Document, 310.
Koto, H. and T. Fujii, 1958: Structure of the waters in the Bering Sea and the Aleutian Region. Bull. Faculty Fish., Hokkaido Univ., Vol. 9, No. 3.
Mishima, S. and S. Nishizawa, 1955: Report on hydrographic investigation in Aleutian water and the southern Bering Sea in the early summer of 1953 and 1954. Bull. Faculty Fish., Hokkaido Univ., Vol. 6, No. 2.
Morgan, G.W., 1956: On the wind-driven ocean circulation. Tellus, 8.
Munk, W.H., 1950: On the wind-driven ocean circulation. Jour. Meteor., 7: 79–93.
Okada, M., 1934: Estimation of the steady surface current in coastal waters based on the observation of salinity and soluble silicate content. Bull. Japanese Soc. Sci. Fish., Vol. 3, No. 3.
—— ——, 1935: A graphical method of determining ocean currents. Bull. Japan. Soc. Sci. Fish., Vol. 3, No. 5.
Stommel, H., 1958: "The Gulf Stream, a physical and dynamical description". Univ. Calif. Press, Berkeley and Los Angeles.
———, 1948: The westward intensification of wind-driven ocean currents. Trans. Amer. Geophys. Union, 29: 202–206.
Sugiura, J., 1958: Oceanographic conditions in the northwestern North Pacific based upon the data obtained on board the "Komahashi" from 1934 to 1936. Jour. Oceano. Soc. Japan, Vol. 14, No. 3.
Sverdrup, H.U., 1947: Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. Proc. Nat. Acad. Sci. Wash., 33.
———, 1939: Lateral mixing in the deep water of the South Atlantic Ocean. Jour. Marine Res., Vol. 2.
Sverdrup, H.U. *et al.*, 1946: "The Oceans". Prentice-Hall, Inc., New York.
Taguchi, K., 1959: On the surface currents in the waters fished by Japanese salmon mothership from the results of drift float experiments. Bull. Japan. Soc. Sci. Fish., Vol. 25, No. 2.
———, 1959: On the surface current in the mother ship fishing ground based on the recovery of floats drifted. Fisheries Agency.
Tully, J.P. and A.J. Dodimead, 1957: Progress report, Canadian oceanographic research in the North Pacific Ocean. Fish. Res. Board. of Canada. File No. 7–20–6.
Uda, M., 1955: Researches on the fluctuation of the North Pacific circulation. Records Oceano. Works in Japan, Vol. 2, No. 2.
———, 1960: On the fluctuation and prediction of the ocean temperature in the North Pacific. Memoirs Kobe Marine Obs. Vol. 14.
U.S. Dept of Agriculture, Weather Bureau, 1938: Atlas of climatic charts of the oceans.

北洋の海洋学的研究—IV

—北洋水の循環について—

平野敏行

要約

1. まず，著者が今までに行なつた三つの研究“北洋の海洋学的研究 I，II，III”や，最近北洋サケ・マス漁業に関連して実施されているいくつかの北洋海洋調査研究報告にもとづいて，北洋（亜寒帯海域）における北洋上層水の循環についての総括を試みた。これは 2. Description of the Subarctic Circulation に要約されている。

2. このような北洋水の循環の模様は，勿論種々な海洋条件，例えば，地形や黒潮系水との関連等に関係することは云うまでもないが，その主な起動力は，冬季，北洋海域に卓越する風系にあるとし，簡単な風系モデルを仮定し，Stommel や Morgan の理論を用いて考察を加えた。その結果，北洋の大循環は大体これによつて説明されること，なかでも，北洋サケマス漁業に関係の深いアリューシャン列島南岸沿いの西流や，カムチャツカ東南沖の C water gyral の存在がよく説明されることが示された。

3. 北洋の上層水のすぐ下に，北洋水（亜寒帯水）の一つの特徴である中冷水が存在している。この水の動向は，北洋水の循環特に北洋水の物理的特性，即ち，水温や塩分の変動や循環に大きな役割を持つばかりでなく，日本近海に拡がる中層水とも深い関係があるので，これらの問題と関連して，中冷水の分布や動きについて検討を加えた。即ち，中冷水を代表する $\sigma_t=26.75$ 面上の水温，塩分の分布の模様や，これと，北洋水中に現われる水温極小や，暖水域中の塩分極小（中層水）との関連を述べ，更に $\sigma_t=26.75$ 面上における水温分布から，その流れの模様を推算する方法を考案して，中冷水の流れの模様を推定した。

これらの結果や，IGY-Polar Front Survey の調査結果などを総合することによつて，北洋循環や中層水と関連して，中冷水の動向は次の様に要約することが出来た。

即ち，中冷水の主要部はカムチャツカ半島の東南 C water 海域と千島列島南部を南下する O water 海域を中心に冬季形成され，北洋上層水と同じような運動をし，極前線海域において，黒潮水と接触し，東流するが，160°E～170°W において，徐々に南へも拡がり，暖流水の下を中層水として，少しずつ深くなりながら，北太平洋中央部に拡がつて行く。従つて“北洋の海洋学的研究 I”において，ふれたように，中冷水は少くとも 150°E 以西においては黒潮の直下を南下しているとは考えられない。

Arafura 海シロチョウガイ漁場の底質—Ⅱ
粒度組成から考察した漁場の底質に就いて*

竹村嘉夫・相良順一郎

Arafura 海シロチョウガイ漁場のうち，底質・底棲生物相に差異の大きい，East 漁場並びに Thursday 島漁場について前報[1]で報告し，シロチョウガイ *Pinctada maxima* (J.) の棲息の可否を決める指標の一つとして“比泥量”を考え，その限界を20%程度であろうとした。

1955年，第21紀美丸により，北濠州水域のシロチョウガイ漁場調査が行なわれたが，その資料と前報で得られた結果を併せ，粒度組成・比泥量によつてシロチョウガイの棲息し得るような底質——所謂“場所”について若干の知見を得たので報告する。

この場合“場所”とはダイバー等当業者が漁場探索のための慣用語としているもので，シロチョウガイが操業可能程度に棲息している地点，若しくは棲息を認められそうな立地条件をもつたところを云う。

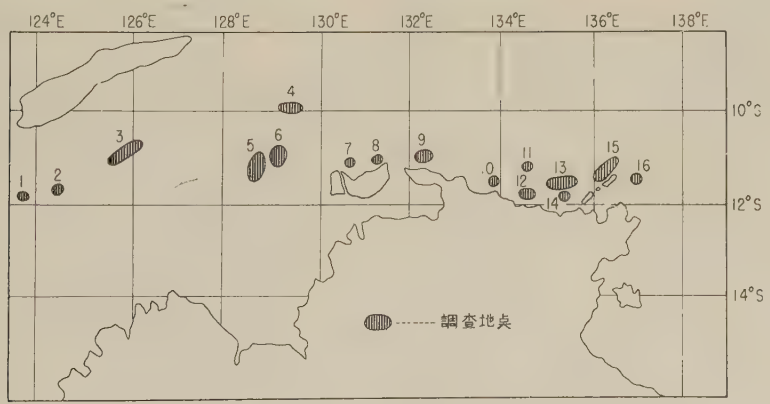
御指導・御校閲を載いた増殖部長川名武博士に深謝の意を表する。

1. 試　　料

調査船第21紀美丸によつて得られた試料は，1955年6月30日～8月2日にわたり，北濠州水域の59地点から採取した。

採泥方法は，ダイバーが採泥袋を持つて潜水し，直接底質を採取し一度フオルマリン液で固定後，甲板上で天日乾燥し持帰つた。

採取地点の分布は第1図並びに第1表の通りである。



第1図　北濠州調査地点分布図

粒度組成は，試料の一部を恒温乾燥したのち，20gr を秤量，丸川式砂泥淘汰器によつて湿式篩分法を行なつた。

* 1960年9月2日受理，東海区水産研究所業績A第137号

第1表 第2図に対する調査地点表

図番号	漁区	位置		採泥地点番号
1	NTD— 1.	11°—30.5′S,	123°—35′E	14.
2	〃	11°—25～26′S,	124°—39′～39.5′E	12, 13.
3	NTD— 2.	10°—39′～11°—5′S,	125°—34′～126°—04′E	9～11.
4	4.	9°—53～55′S,	129°—15′～34.5′E	16～19.
5	5.	11°—01′～28′S,	128°—26′～44′E	2～ 4, 28～32.
6	6.	10°—41～58′S,	128°—51′～129°—16.5′E	5～ 7, 20～27.
7	NTD—17.	11°—04′S,	130°—34′E	34.
8	〃	11°—06.5′S,	131°—10′E	37.
9	〃	10°—50.5′～59.5′S,	132°—01′～16′E	38～43.
10	NTD—18.	前報* 第1表		
11	19.	〃		
12	19. 21.	〃		
13	NTD—20.	11°—25′～33′S,	135°—0′～48′E	44～50, 58～60.
14	〃	前報* 第1表		
15	〃	11°—0′～22′S,	136°—01′～30′E	51～57.
16	NTD—22.	前報* 第1表		

* 東海区水産研究所報告 22 号 P.17

East 漁場, Thursday 島漁場の試料については前報で記述した通りである。

泥底・砂泥底・砂底の場合，それぞれ同一試料について，20 gr 及び 100～200 gr の試料量を用いた粒度組成を比較してみたが，各粒径の組成に若干の差を認められることもあつたが，累積曲線で表わした場合には略々同様の傾向を示したので，今回は両者の組成は同様に扱つて比較検討した。

2. 北濠州各地点の粒度組成

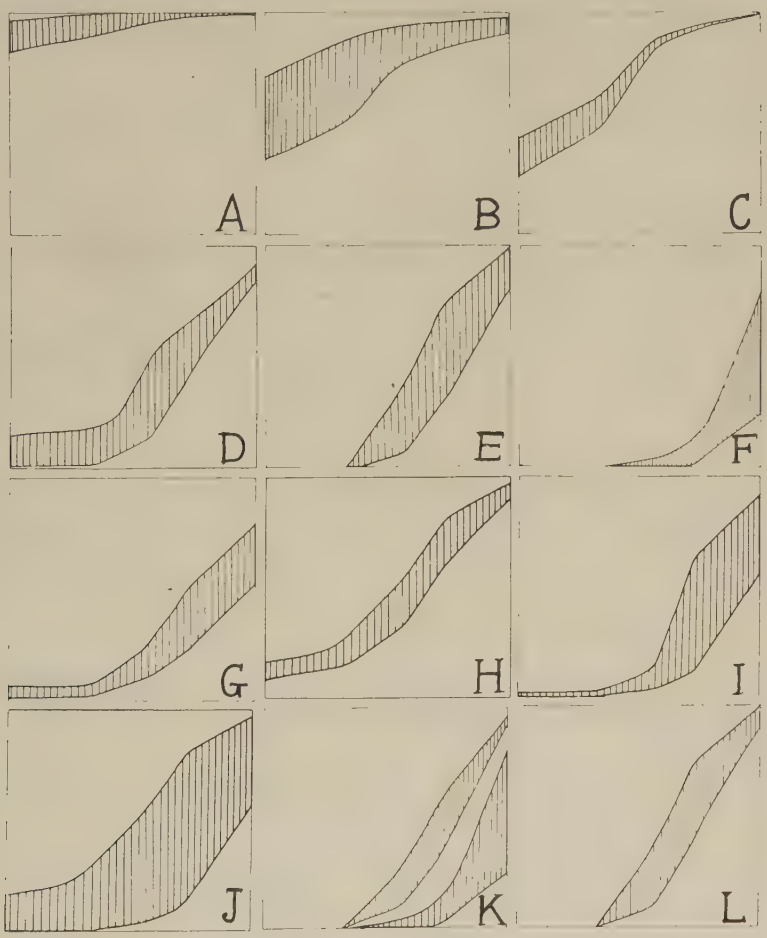
調査の行なわれた各地点の粒度組成を地域別に集計し，比泥量，Md 値等をまとめたものが第2表である。第2図にそれぞれの組成の変異を累積曲線で示した。

第2表 地域別粒度組成

第1図地点番号	漁区	採泥地点番号*	地点数	粒度組成平均 (%) 0.05<	0.05–0.2	0.2–0.5	0.5–1.0	1.0–3.0	3.0<	(%) 比泥量	(mm) Md
1.2	NTD 1	12～14	3	0.04	0.2	10.5	16.2	52.1	21.0	≒0	0.8～2.4
3	〃 2	9～11	4	0.04	0.2	2.9	9.4	50.1	37.5	≒0	1.4～3.0<
4	〃 4	16～19	4	0.08	0.9	16.1	12.5	45.4	24.9	≒0	1.0～3.0<
5	〃 5	2～ 4, 28～32	8	0.05	0.2	16.0	31.4	42.2	10.3	≒0	0.8～1.5
6	〃 6	5～ 7, 20～27	14	0.07	0.4	20.7	41.5	31.8	5.5	≒0	0.7～1.2
9	〃 17	38～43 (41 除く)	5	93.4	4.2	1.3	0.4	0.6	0.8	93.4	0.05>
7	〃 17	34	1	96.6	1.5	1.5	0.2	0.2	0.05	96.6	0.05>
8	〃 17	37	1	10.9	2.3	44.4	32.3	10.2	0.1	10.9	0.4
9	〃 17	41	1	70.8	18.5	5.2	1.1	2.5	2.0	70.8	0.05>
10	〃 18	61	1	0.2	4.0	46.5	15.8	19.4	14.2	≒0	0.5
11	〃 19	富士形バンク	2	0.1	0.2	8.0	33.8	34.3	23.3	≒0	0.8～2.6

12	NDT19. 21	Boucaut 湾沖	6	13.2	4.2	29.5	27.0	18.0	7.5	13.2	0.4～0.8
13	〃 20	44～50,58,60 (46 除く)	8	55.3	10.5	18.8	6.0	6.5	1.9	55.3	0.05＞～0.2
13	〃 20	46, 59	2	7.9	1.4	12.4	25.3	42.2	11.0	7.9	0.6～1.1
15	〃 20	51～57	7	91.3	4.2	2.6	0.8	0.9	0.2	91.3	0.05＞
14	〃 20	Boucaut 湾 E	3	36.3	17.8	32.3	7.4	4.9	1.1	36.3	0.08～0.22
16	〃 20	Wessel 島漁場	2	1.3	1.3	8.5	24.2	32.6	35.4	1.3	1.6～1.8
**	QLD 5	Turu Cay 沖	6	4.6	0.6	13.1	17.6	29.1	35.0	4.6	1.0～3.0
**	〃 5	バト沖	2	40.0	3.2	18.7	17.9	13.0	7.2	40.0	0.2～0.5

* 1955 年紀美丸調査，採泥地点別粒度組成は水産庁海洋二課プリント[2] に記載。
** 前報参照。



第2図　各地点累積曲線の比較

A……泥底（第1図，地点15）
B……砂泥底（第1図，地点13）
C……砂泥底（East Boucaut 湾 E）
D……砂底（18区 St. 61 及び地点13の一部）
E……生え物場所（West. 5.6区）
F……砂礫底（West. 1～4区 流速 0.8 浬以上）
G……Thursday 島漁場　(Turu Cay 沖)
H……East Boucaut 湾沖漁場
I……富士形バンク及び Wessel 島 SE 漁場
J……上記の内の漁場集計
K……砂礫地点での流速と粒度組成の関係
　左側は 0.3～0.5 マイル，右側 0.8～1.2 マイル
L……流速 0.8～1.2 マイルの生え物場所（5.6区）

各地点の底質を比泥量によつて大別し，それぞれの特徴をのべると次の様になる。

泥　底

比泥量80% を泥底とすれば，17区6地点（第1図7及び9），20区7地点（第1図15）が泥底であり，20区の1地点を除いては何れも 90～97% の比泥量を示している。（第2図A）累積曲線は殆んど分散せず，粗粒のものは何れも貝殻，ウニなどの破片であつた。

ダイバーの潜水調査でも，海底は平坦で極めて泥深く，ダイバーの足が1～2尺位も沈んでしまう状態であつた。海底視界も 0.3～1.0 m 程度である。

砂泥底

比泥量20%～80% を砂泥底とした。

20区調査地点中，前記の泥底の地点以外は殆んど砂泥底で，17区に1地点（St. 41）がみられた。泥量は相当に分散し，25%～70% を示している。従つて，累積曲線もひろがりが大きい。（第2図 B）

粗粒のものはやはり貝殻，ウニ等の生物死殻が殆んどを占めている。

海底状況は略平坦，泥深いところではやはりダイバーの足が1尺近く沈むところもあり，海底視界は1～3 m 程度であつた。

砂　底

比泥量20% 以下を砂底とした。

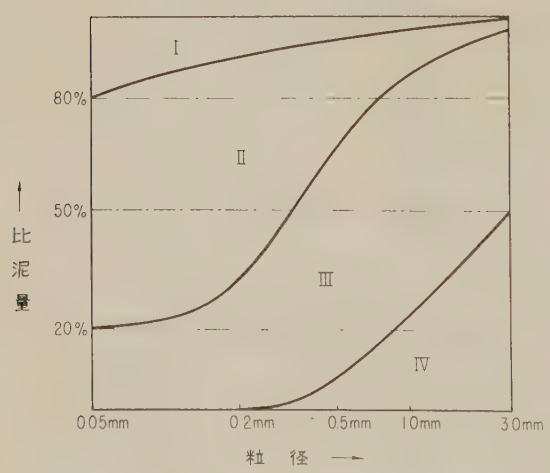
17区1地点，（St. 34），18区（St. 61），及び19，21の East Boucaut 湾沖漁場，20区の一部（St. 46, 59）が略々同様の組成を示し，累積曲線の形状もよく似ている。（第2図 D. H）

比泥量≒0，更に 0.2 mm 以下の細砂の殆んどみられない地点が5区，6区の所謂“生え物場所”である。（第2図 E）1区，2区，4区の一部にみられる“サンパン場所”（St. 12, 18, 19）も同様の組成を示している。

砂礫底

泥及び細砂の全く見られない地点が1区，2区，4区に多い。1.0 mm 以下の砂粒は20% 程度以下で，3.0mm 以上の礫が20%～80% に達する。これら礫は殆んどが石灰藻礫，枯死サンゴ類，貝殻破片，大形有孔虫，サボテングサ類であり，“サンパン”とか“ゴロゴロ”と呼びならわされている場所である。（第2図 F）

海底は殆んど Reef 地帯で海水は極めて清澄であり，透明度は20～30m であつた。



第3図　底　質　区　分

3. “場所”の底質

第2図に示したように，調査の行なわれた各地点の底質組成は，粒度組成・比泥量によつて，第3図の如くに4区分することが出来よう。

第1の区分は，比泥量 80% 以上，3.0 mm＜の礫量は数%以下で前記の泥底に相当する。（第3図Ⅰ）

第2区分は，比泥量20% 以上，礫量は第1区分と同程度又は僅かに多い。前記の砂泥底に相当する。（第3図Ⅱ）

第3区分は，比泥量20% 以下の砂底で，礫量は50% 以内とする。（第3図Ⅲ）

第4区分は，比泥量≒0，径 0.2 mm 以下の細粒は殆んどみられず，礫量 50% 以上とする。

前記砂礫底に相当する。(第3図IV)

以上の4区分で，I（泥底）及びII（砂泥底）がシロチョウガイの棲息に不適であることは前回のべた[1]通りである。ここでは区分のIII（砂底）及びIV（砂礫底）について考察する。

Thursday 島沖漁場及び East Boucaut 湾沖漁場は前報の如く，比泥量1.9～16.4%，礫量50%以下であるから底質区分IIIに概当する。(第2図 G, H)

1955年に発見されかなりの採取量をあげた N. Goulburn 島新漁場周辺の18区 St. 61, では Boucaut 湾沖漁場と Thursday 島沖漁場の中間型の組成を示した。

20区沿岸寄りの地点は大部分が砂泥底（区分II）であるが，西寄りの一部に“生え物場所”が見られた (St. 46, 59)。ここの粒度組成は Boucaut 湾沖と似ているが，紀美丸調査の際はシロチョウガイの棲息は認められなかつた。

19, 21 区にまたがる Boucaut 湾沖漁場は西方は N. Goulburn 島近くまで，東側は St. 46, 59 辺迄は大体続くように考えられる。

19区“富士形バンク”，Wessel 島 S E のバンク（22区）では 0.5 mm 以下の細砂は少いがやはり区分IIIに入れることが出来よう。(第2図 I)

West 漁場5，6区の“生え物場所”の粒度組成をみると，何れの地点も非常に似た組成を示し，調査地点の数ケ所でシロチョウガイが採取されているから，これら累積曲線の型（第2図 E. L）がこの水域での“場所”の底質を示しているものといえよう。0.2 mm 以下の細粒はみられないが，区分IIIに入る。

West 水域の1，2，4区では砂礫底で，底質区分IVに入る。これらの地点の底質は殆ど生物死殻のみであり何れもシロチョウガイの棲息は全くみられない。

この水域では粒度組成と海底の流速に明瞭な関係のみられるところもあり，流速が0.8～1.3浬の地点では明らかに区分IVの砂礫底であるが，0.3～0.4浬の流速の地点は“サンパン”とも呼ばれるように，5区，6区の“生え物場所”と同じ組成を示す。(第2図 K)

しかし，5，6区の“生え物場所”で観測された流速は 0.8～1.2 浬程度であるから（第2図 L）海底に“生え物”等のあることは，その地点の流速をゆるやかにする役割を果しているといえよう。

同じような West 水域でも，5区，6区では透明度 10～15 m であるに反し，砂礫底の 1，2，4 区では 20～30 m で海水が極めて清澄である。このような地点では，底質は殆んどが石灰質生物遺骸で占められ白色を呈し，微細粒の砂泥は全くない。

シロチョウガイは Organic detritus を食餌とする点から考えても，微細粒砂泥の全くみられないような，海水清澄な地点は棲息場として好適とは云えないと考える。

シロチョウガイは潮通しの良いところが好適地であると考えられてはいるが[3]，潮流が余りに強すぎることは，他の定着性生物と同様[4]，稚貝の着生の点からも不適と考えられる。

Arafura 海においては，底質区分IVのような粒度組成をもつ点は漁場とならず，III の範囲の組成を示すところが多く漁場を形成していることは，この裏付の一つであろう。

第 3 表

漁場名	比泥量	礫量	Md 値
Thursday 島漁場	2.0～8.0%	25～50%	1.0～3.0 mm
Wessel 島 SE〃	0～2.0	30～40	1.6～2.0
富士形バンク	≒0	10～45	0.8～2.6
West 生え物場所	≒0	4～20	0.7～1.5
East Boucaut 湾沖漁場	7～15.0	5～10	0.4～0.8

この区分 III に概当する粒度組成を数値的に表わせば，比泥量 0～20%，礫量 50% 以下，Md は 0.4～3.0mm 程度ということが出来る。(第3表参照)

West 漁場水域の各漁場は何れも礁上にあり[5]，富士形バンク，Wessel 島 S E 漁場も又礁上に形成されていることは，底質組成ばかりでなく，上昇流などの問題にも関連する[4] ことであろう。

優良漁場を形成するためには，そこに生産補給される稚貝量の問題と，稚貝が着生しやすく，又，生育に適する環境条件を備えていなければならない。

その場所が稚貝の着生，生育に適すか，或いは全く不適であるかは，以上述べた如くに底質粒度組成の結果からもかなりの精度で判定出来るから，潜水調査の前に多くの地点で船上からの採泥を行ない，更に透明度（又は海底濁度）測定を併用することによつて，漁場になり得る範囲を把握し，しかる後，重点的に潜水調査を行なえば，新漁場開拓も能率的に行ないうるし，漁場面積推定の資料も併せて得ることが出来よう。

文　　献

1) 竹村嘉夫 (1958)：東海区水産研究所研究報告 22 号
2) 水産庁海洋二課 (1956)：21 号紀美丸によるアラフラ海白蝶貝漁場調査報告（プリント）
3) 和田清治 (1953)：シロチョウガイとその漁業　水産増殖叢書 1
4) 川名　武 (1959)：魚礁の漁場学的考察　水産資源 5 (2)
5) 白石義見・小林直 (1938)：白蝶貝漁場調査報告　南洋真珠採取協会

Bottom Characters of Pearling Beds in the Arafura Sea-II.

Consideration on the Pearling Beds from Viewpoint of Size Distribution of Bottom Sediments

Yoshio Takemura and Jun'ichiro Sagara

Synopsis

This paper deals with size distribution frequency of submarine sediment which is considered to serve as an index to a workable level of abundance of the pearl oyster, *Pinctada maxima*, in the Arafura Sea.

The data used were made available by the survey ship *Kimi-Maru* No. 21 from the Northern Australian waters in 1955 and by commercial boats operated in areas off Thursday Island and the East Region in the Arafura Sea during the years from 1953 to 1957.

As the result of comparisons of the size distribution frequency in the respective areas, four patterns of cumulative curves are identified. Out of these, the third pattern (Figure 3 & Table 3) is considered to be the most suitable condition for propagation of the pearl shell in reference to the sedimentary environments of good fishing grounds and those localities where no pearl oysters have been fished.

中層トロールに関する研究—Ⅱ
ネツトゾンデの試作実験結果について*

高山重嶺・小山武夫

I. 緒　　言

中層トロールにおける漁獲期待の基本は自分の網が今，何米の水深を曳いているか，それを正確に知る事から始まる。

勿論，船の速度とワープの長さ，網の深度等の関係については，すでに多くの人々によつて理論式，或いは実験式が導かれている[1)2)]。著者等もかつて，この問題について或る条件のもとに理論的解析を試みた事もあるが[3)]，実際問題としては，これを実用に供する事は多くの困難があつた。

ここに報告するネツトゾンデは中層トロールにおける曳網中の網の深度，網口の高さ，或いは魚群の入網状態等を船上で同時に実測出来る様にしたものである。

その原理は極めて簡単で，在来の普通の魚探機の一種の応用にすぎない。すなわち，船底に装備されている魚探機の送受波器をキヤツプタイヤーコードに連結して網口に取付け，船上で，時々刻々変化して行く網の深度，網成，或いは魚群の入網状態等を詳細に観察できる様にしたものである。この方法についてまず難点と考えられる点は，

1)　キヤツプタイヤーコードを 500 m 前後と長く延ばした場合，当然，コードのインピーダンスによる減衰が考えられる。従つてエコー記録の感度の低下が問題となる。

2)　500 m 前後のキヤツプタイヤーコードを船上から操作しなければならないが，その場合，コードの強度の問題，或いは漁撈操作上の難点が考えられる。

以上二つの問題を解決する為に著者等は，種々実験を重ねて来たが，1) の問題についてはコードのインピーダンスによる減衰はそれ程ではない事が明らかになつた。(送受波器にはチタンサンバリウムを使用)

2) の問題についてもキヤツプタイヤーコードにピアノ線を使用し，抗張力が 2/3 トン位のものを使用すれば切断の心配はほとんどない事が推定せられた。

よつて昭和 35 年 4 月 24 日～29 日の期間，東京湾口において当研究所調査船天鷹丸 (230 トン 430 馬力トロール船) によつて，トロール操業実験が行なわれた。(なおネツトゾンデは西独において，J. Scharfe 氏等[4)] によつて実験が行なわれているが，本邦においては未だ実験が行なわれておらず，チタンサンバリウム送受波器使用の成果が注目されていた。)

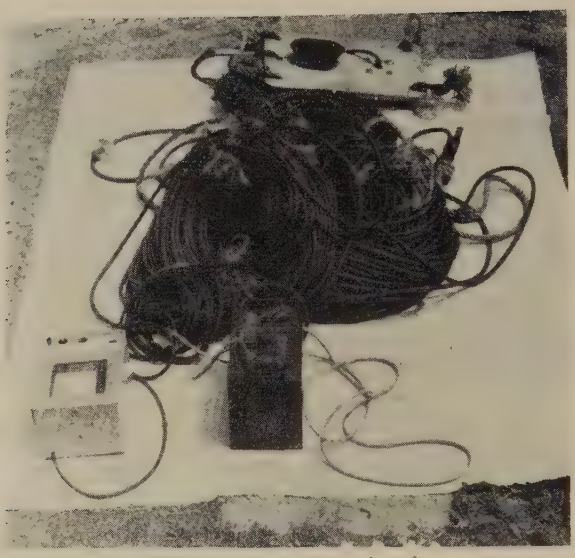
以下実験結果の概要を報告する。

II. 供試ネツトゾンデの概要

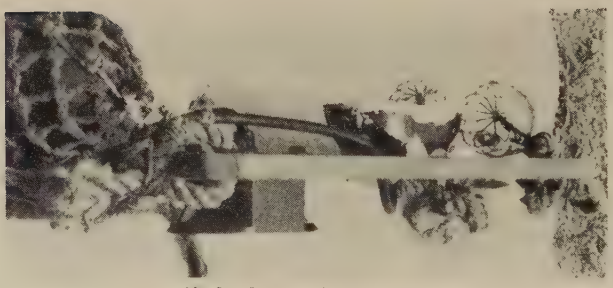
第 1 図に示す如く魚探機は古野電気KK製 50 kc (指向角半減半角 10 度) F-701 型 (小型魚探器) を使用し，キヤツプタイヤーコードはピアノ線 4 心線 (素線 0.2 mm 37 本×4) 外径 13 mm (コードの被覆はネオプレン) 全長は 400 m，破断抗張力は 1.5 トンのものを用いた。

送受波器はチタンサンバリウムとし，第 2 図に示す如く，縦 60 cm，横 35 cm，厚さ 2 cm の平板に上，下 2 個を各々取付け，音波が水面，及び海底と上，下方向に同時に発信する様に装置した。この送受波器付

* 1960 年 9 月 2 日受理，東海区水産研究所業績A第 136 号。



第 1 図 供試ネツトゾンデ



第 2 図 送受波器付平板

平板はヘツドラインの中央部に取付けられ，1 knot 前後の流圧が加わると水平に保つ様になつている。(今回は試験的に製作した関係から送受波器を上，下に 2 個使用したが実際には 1 個としても上下方向に発信させる事は可能である)

III. 漁具及実験方法

漁具は 146 尺トロール網，ハンドロープは 60 m とし，漁場水深 30 m に対してワープの長さを 60 m とした。これは底質が軟泥であつた関係と，実験の都合上，網を海底から浮上させなければならない要求から必要以上に短かくしたものである。

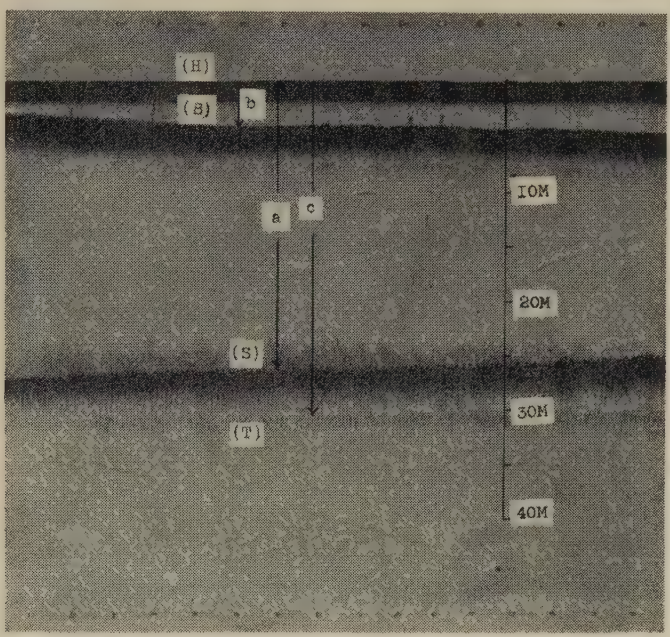
実験方法としては網口の高さ，或いは網の浮上に種々の変化を与える為，浮子の総浮力を 210, 270, 340 kg の 3 段階に分け取付け，それぞれの条件について曳網速度を 2.5, 3.0, 3.5 knot とし，各々の状態をネツトゾンデにより測定した。

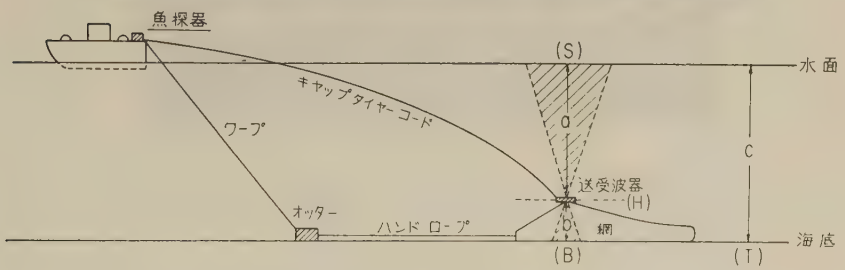
曳行速度の測定には電気式流速計 CM-3 型を使用した。又ネツトゾンデ用キヤツプタイヤーコード (全長 400 m) は繰出し長さを 150 m とした。これはワープ長さ 60 m とハンドロープ長さ 60 m を加算した長さ 120 m より 2~3 割方長くしたものであり，これによりトロール網の強力な張力がキヤツプタイヤーコードに作用しない様にした。

IV. 実験結果及考察

i) ネツトゾンデの記録

浮子の総浮力 210 kg についての実験記録は第3図に示す如くである。第3図によると網は海底を曳網している事がわかる。(普通のトロール網の状態)





H：送受波器の取付位置（ヘツドライン中央部）
S：送受波器の位置より見た水面
B：〃　　海底
T：真の海底
a：送受波器より水面迄の距離
b：〃　　海底迄　〃　（この場合は網口の高さ）
c：水面より海底迄の距離（水深）

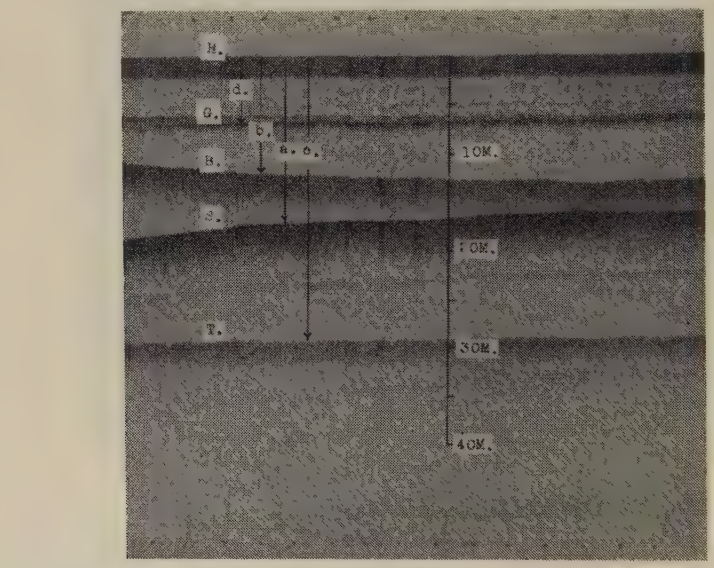
第 3 図　トロールにおけるネツトゾンデの記録

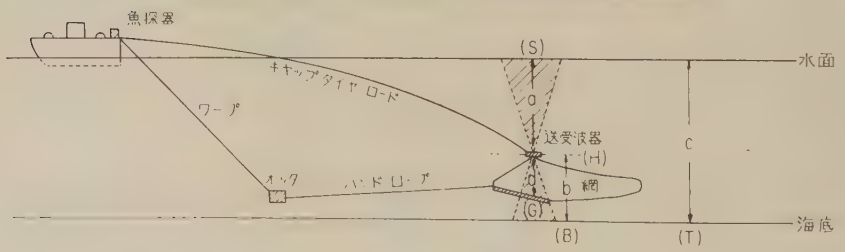
すなわち，記号（H）は送受波器の取付けられているヘツドラインの位置であり（B）は海底であるからH～Bの距離bが網口の高さとなる。記録によると網口の高さは次第に右に行く程高くなつている。これは曳網速度を 3.5 knot から 2.5 knot と徐々に低下させた為であり曳網速度が低下するに従つて網口は徐々に高くなる傾向が見られる。

曳網速度を低下させると（B）のラインが下向して行くのに対して（S）水面のラインは徐々に上向して行く，これは（B）のライン及び（S）のラインは互に送受波器の位置（H）に対して反対方向に存在する為，この様な現象を呈するので当然の理と思われる。この外，記録上には（T）のラインが存在する。H～Tの距離cはこの場合水深を示すものである。（H）から発信せられた上向きの音波は H→S→B→H，下向の音波は H→B→S→H のものがあり，これらは共に同一距離で水面から海底迄の距離，すなわち，水深に等しくなる。

次に浮子の総浮力を 340 kg にした場合の実験記録を第4図に掲げる。

この場合は明らかに網が海底を離れ，浮上している事がわかる。いわゆる中層トロールの状態である。この場合，前記と異る点は網が海底を離れた為，グランドロープ（G）のラインが明瞭に記録されている事である。そしてこの場合の網口高さは H～G の距離dによつて示される。又水面からヘツドライン迄の距離はaによつて，海底からヘツドライン迄の距離はbによつて示されている。第4図の記録は右に行く程(B)





H：送受波器の取付位置（ヘツドライン中央部）
S：送受波器の位置より見た水面
B：　〃　　海底
G：グランドロープ
T：真の海底
a：送受波器より水面迄の距離
b：　〃　海底迄　〃
c：水面より海底迄の距離（水深）
d：送受波器よりグランドロープ迄の距離（この場合は網口の高さ）

第 4 図　中層トロールに於けるネツトゾンデの記録

のラインが下向し，（S）のラインが上向している。これは，曳網速度を 2.5～3.0 knot と徐々に増大して行つた為で，曳網速度の増大にともない網の浮上が大きくなる事を示している。又 H～T の距離 c（水深）と船に装備されている他の魚探機との水深記録を照合する事によつて曳網時，送受波器が水平に保つているか否かを検定する事も出来る。もし相異がある場合は網口の高さ及び曳網深度等はそれらの結果にもとづいて比例補正を行なわなければならない。本実験の場合は c の値と天鷹丸の魚探機による水深とは正確に一致していた。

以上の如く本供試ネットゾンデはトロール及中層トロールの網口の高さ及び曳網深度等を連続的に正確に記録させる事に成功した。

もし，魚群がいる場合は魚群も当然記録されるであろうから船の別の魚探機の記録（又は同一魚探機記録器の切換により）と照合しつつ魚群の位置に網を誘導する事も出来，又魚群が網の中に入る状態を刻々探知する事も可能となる。従つて網の中に入る魚量も或る程度推定する事が出来るし，網に対する魚群の動き等，魚群の生態についても究明が可能になる，今後にのこされた興味ある問題である。（なお支那東海，黄海の如く海底が比較的平坦な漁場においては送受波器を 1 個とし音波を下方方向にのみ発信させる事によつて記録の判読を簡単にする事も考えられる。）

又投網時における網成の不良，網の破れ，泥べかき等はすべて網口の高さに関係してくる問題であるから網口高さの変化を見る事によりこれらを事前に探知する事も可能となる。又トロールに使用する場合は送受波器の位置が海底に近い為，今まで判別出来なかつた底棲魚を記録させる事も可能となるであろうし，ことに 200 kc 等高い周波数を用いればその分解能力は一段と優れる事が予想される。

ii) キヤツプタイヤーコードにかかる張力

キヤツプタイヤーコードにかかる張力をバネ秤によつて測定した結果は第 1 表に示す如くである。

第 1 表によると曳網速度 3.0～3.5 knot の範囲においては，その張力は約 30 kg 前後となつている。これにより約 500 m コードを延ばした場合について推定して見よう。コードの傾角（水面との角度）は本実験の場合と変らないものとすると断面積の増大による張力の増大と考えてよいだろう。従つてコードの長さを 500 m とすると断面積の増大は約 3 倍程度であるからその張力は約 100 kg 前後と推定される。

第 1 表　キヤツプタイヤーコードにかかる張力

曳網速度 (knot)	キヤツプタイヤコードにかかる張力　(kg)
2.5	18
3.0	23
3.5	30

実操業に当つては，荒天，或いは強潮流等の影響も充分考慮しなければならないから支那東海，黄海の漁場深度においてはやはり抗張力は 2/3 トン程度のものを使用するのが安全ではなかろうか。

又操業においては船の舷，或いは網等に摩擦される事も考慮しなければならぬからコードの外被はなるべく強度の強いもの，ネオプレン等を使用すべきである。

iii) 網成の測定結果

ネットゾンデによる網成の測定結果は第 2 表に示す如くである。

第 2 表によると浮子の総浮力が 270～340 kg と増加すると網は完全に海底を離れ浮上する事がわかる，そして曳網速度が増大するにともない，浮上の度合は，ますます大きくなる。又それとは反対に網口の高さは速度の増大に対して減少の傾向を示す。

この様に網が海底から浮上するのは浮子の浮力の関係のみではなく水深 30 m に対してワープの長さが 60 m と言う特殊条件も作用するものと思われる。

以上の如く普通のトロール網においても水深に対してワープの長さを 2 倍程度とし，浮子の浮力を増大させる事により網を完全に浮上させる事が出来る。しかし，この様な方法はオツターの効率を非常に悪くし（ワープの長さが短い為オツターが外側に傾く）合理的な曳網方法とは云えない。勿論，中層に突然，大きな魚群が現われ，本格的な中層トロール網を持合せない場合は一時の間に合せ漁法として，この様な方法を使

第 2 表 ネットゾンデによる網成測定結果

網の種類	機関回転数 r.p.m.	曳網速度 knot	網口の高さ m	水面よりヘッドラインまでの距離 m	海底よりグランドロープまでの距離 m	水深 m	ワープの展開角度
146 尺トロール網浮子数 天井部付 6 寸硝子玉50個 袖網部 〃 28×2 総浮力 210 kg	180	2.5	4.5	25.5	0	30	18°
	200	3.0	4.0	26.0	0	31	19°
	230	3.5	3.0	27.0	0	31	19°
146 尺トロール網浮子数 天井部 1 尺硝子玉 14 個 袖網部 6 寸 〃 28×2 総浮力 270 kg	180	2.5	7.0	17.0	3.0	27	20°
	210	3.0	6.0	18.0	4.5	28.5	21°
	230	3.5	5.5	18.5	6.0	30	21°
146 尺トロール網浮子数 天井部 1 尺硝子玉 20 個 袖網部 6 寸 〃 28×2 総浮力 340 kg	180	2.5	7.0	18.5	4.0	29.5	22°
	200	3.0	6.5	17.0	5.5	29	22°
	220	3.5	6.0	16.0	6.5	28.5	21°

ろ事も考えられる。本実験におけるワープの展開角度は 20 度前後であり，ワープ，ハンドロープ等，すべてを直線関係として袖網間隔を計算すると約 7～8 m 位となり，これでは良い網成とは云えない。

中層トロールには中層用の専門の網，オツター等を設計すべきである。そして本ネットゾンデを併用すれば魚の逸脱を考慮に入れなければ完全なネライ獲り漁法が出来るわけである。

iv) 操作上の問題

船上からキヤツプタイヤーコードを数百米延ばす作業，これは誰しも一応，むづかしいと考える。筆者等も勿論考えた。しかし，実行して見たらそれほど困難でない事が明らかになつた。

要はトロール網の強力な張力をキヤツプタイヤーコードにもたせない様に常にコードを多少長めに繰出しておく事である。本実験の場合はコードを船舷に 8 の字にコイルして使用したが，操業船の場合は常時，連続的に使用しなければならぬから当然専用の手動ドラムを取付け，それに巻取る様にすべきである。そしてコードには所々にマークを取付け，常時何米繰出されているか，明瞭にしておくべきである。ことに船が変針する場合等は網が船側横面に張出されるからコードの繰出し長さには特に注意しなければならない。

以上の如く操作上の問題はオツタートロールの場合は比較的簡単であるが，以西底曳（2 雙曳）の場合は，手綱，ワープ等の長さが長いので，困難が予想される。しかし 2 雙曳による中層トロールの場合はワープの長さも 1 雙曳の場合と大差ないからそれほど困難ではないだろう。

以下，天鷹丸による操業実験中の写真を第 5 図及び第 6，7 図に掲げる。

第 5 図 送受波器付平板の取付状態

第 6 図　キヤツプタイヤーコード繰出し中

第 7 図　キヤツプタイヤーコード繰出し中

V. 要　　約

魚探機の送受波器をキヤツプタイヤーコードに連結して網口に取付け，中層トロール曳網時の網の深度，網口の高さ，魚群の入網状態等を船上で詳細に観察しようとする装置，ネツトゾンデについて試作実験を行なつた。実験は当研究所調査船天鷹丸（230 トン 430 馬力トロール船）により東京湾口においてトロール操業実験に併用して行なわれた。

実験結果の概要は，

1)　キヤツプタイヤーコードの長さは約 400 m としたが，コードのインピーダンスによる減衰はそれ程，大きなものでなく，エコー記録は極めて良好であつた。（送受波器にはチタンサンバリウム使用）

2)　本装置によつて曳網中の網の深度，網口の高さ，魚群の入網状態等を船上で詳細に観察する事が出来，実用的なる事を確認した。

3)　本実験の場合はキヤツプタイヤーコードの繰出し長さを 150 m とし，（インピーダンスの点を考慮し実長は 400 m とし船上にコイルした）曳行速度は 3.0～3.5 knot としたがコードにかかる張力は約 30 kg 程

度であり，実操業に当つては約2/3トン程度の抗張力を有するコードが安全と推定される。

4) 普通のトロール網の場合でも曳航速力 3 knot とし，ワープの長さを水深の約2倍とし，浮子の総浮力を 270～340 kg と増大させる事によつて網を海底から 5～6 m 浮上させる事が出来る。

5) 漁撈操作上の問題は比較的簡単である。

終りに当り，実験に協力くだされた天鷹丸船長末木信之輔技官及び乗組員諸氏並びに上原亥之助，加藤武司の両氏に厚く御礼申上げる。

文　　献

1) 小林喜一郎，高橋広弥：中層トロールに関する一考察，北海道大学水産学部研究彙報第1巻第3号

2) Tasae Kawakami and Humio Tubota: On the Configuration and Distribution of Tension of a Rope in a Uniform Stream; Memoirs of the College of Agriculture, Kyoto University No. 66, March 1953.

3) 高山重嶺，小山武夫：中層トロールに関する研究—I　一本曳による中層トロールについて，東海区水産研究所報告第19号

4) J. Scharfe: Report of One-Boat Midwater-Trawling Experiments in the North Sea in December 1958 and February-March 1959, FAO/59/11/9452.

Studies on Midwater Trawling—II.

Field Experiments of a Net Sonde

Shigene Takayama and Takeo Koyama

Synopsis

The present device has been designed to observe on board a trawler detailed performance of a net under towing, particularly the height of the net opening, the towing depth, and behaviours of fish entering the net. It is essentially constituted of an echo sounder, a headline transducer equipped with a barium titanate vibrator, and a connection cable coated with neoplane rubber. In April 1960 field experiments of the gear was carried out in Tokyo Bay by use of the R. V. *Tenyo Maru* (230 gross tons, 430 horse powers) belonging to the Tokai Regional Laboratory.

1) Although the connection cable had a total length of about 400 m of which 250 m was kept coild on board, a fairly good resolution was secured on the echo sounder as impendence from the cable did not seem so large as to affect the transmission.

2) Combined use of the net sonde with another transducer on board has made it possible to adjust the towing depth in accordance with the swimming layer of fish, confirming adoptability of the gear to commercial fishing.

3) When an ordinary net was towed at the rate of 3.0 to 3.5 knot with the connection cable paid out for 150 m, the tension given to the cable was about 30 kg. Considering actual situations where the sea may become rough, it may be reasonable to use a connection cable which withstands the tension of about 700 kg.

4) On the basis of the observations it is suggested that a conventional trawl net can be lifted about 5 m above the bottom by towing it at 3 knot and by providing it with the warp length twice longer and the total floatation about 50 per cent greater than normally required for it.

5) Furnishing the net with the gear caused no difficulties in handling the net for fishing operation.